

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

P ÍRODOV DECKÁ FAKULTA

Katedra fyzické geografie a geoekologie



Lucie Kutláková

**MODELOVÁNÍ AKUMULACE A TÁNÍ SNHU V POVODÍ
BYSTICE V KRUŠNÝCH HORÁCH**

Modelling snow accumulation and melting in the Bystice River basin

(diplomová práce)

PRAHA, 2010

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Michal Jeníček, Ph.D.

Poděkování

Na tomto místě bych chtěla poděkovat vedoucímu diplomové práce RNDr. Michalu Jeníčkovi, Ph.D. za uvedení do problematiky, za cenné rady a připomínky při různých konzultacích nad zvoleným tématem a za čas v nově upravám práci. Dále děkuji Ing. Michalu Tanajewskému z Povodí Ohře, s.p. za praktické rady a poskytnutí materiálů. Děkuji také pracovníkům Povodí Ohře, s.p. a Českému hydrometeorologickému ústavu za poskytnutí datových podkladů. V neposlední řadě poděkování patří mému partnerovi Jirkovi, mé rodině a blízkým přátelům za všestrannou podporu a trpělivost během celého studia.

Prohlašuji, že jsem zadanou diplomovou práci vypracovala samostatně s použitím materiálů, mapových a datových podkladů uvedených v seznamu použité literatury.

V Praze dne 26. 4. 2010

.....

Lucie Kutláková

ABSTRAKT

Pří řešení problematiky jarních povodňových událostí se vychází především z příčin jejich vzniku. Proto je důležité blíže studovat proces akumulace a tání snhové pokrývky zejména v horských oblastech, kde se sleduje v první řadě vývoj vodní hodnoty snhu v průběhu celého zimního období. Vodní hodnota snhu udává množství vody vázané ve snhu a představuje tak potenciální objem odtoku při tání v jarním období a tím poukazuje na možné riziko vzniku povodní. Pro modelování byl v práci použit celistvý přístup hydrologického modelu HEC-HMS. Model byl aplikován na povodí Bystice v Krušných horách, kde probíhá také terénní výzkum snhové pokrývky pro další zpracování výsledků předkládané studie.

Zvolená metoda Temperature Index je dobře zpracovanou metodou, jelikož zohledňuje jak tání během vypadávání srážek, tak tání v bezesrážkovém období a snaží se pomocí teploty vzduchu vystihnout celkovou energetickou bilanci snhu.

Modelem byla simulována tři zimní období (zima 2006, 2008 a 2009), u kterých se zkoumal vývoj vodní hodnoty snhu a zjišťovala se míra shody mezi simulovanými a pozorovanými hodnotami.

Z výsledků vyplývá, že různé charakter a průběh zimního období mohou mít výrazný vliv na modelovaný odtok a vodní hodnotu snhu. Průběh pozorovaných a modelovaných hydrogramů a vývoj vodní hodnoty snhu se příliš nelišil v zimním období 2005/2006, kdy nedocházelo k důležitým oběvům a teploty vzduchu dosahovaly podprůměrných hodnot. Velké rozdíly v odtokových křivkách se projeví v zimním období 2007/2008, které se vyznačovalo nízkými zásobami snhu v povodí. V tomto období často docházelo k důležitým oběvům a v jeho průběhu se vyskytovaly nadprůměrné teploty vzduchu nebo teploty blízko nuly. Ukázalo se, že rozdíly vznikají také při postupném tání snhové pokrývky vlivem oteplení bez příinní dešových srážek, jak tomu bylo v zimě 2008/2009. Vývoj vodní hodnoty snhu byl dobře modelovaný především v horní části sledovaného povodí, ve střední části už docházelo k určitým chybám a v těšinou nevyhovující shoda byla v nížinných polohách.

Klíčová slova: HEC-HMS, modelování akumulace a tání snhu, model degree-day, povodí Bystice

ABSTRACT

Dealing with the issue of spring flood events is primarily based on their causes. It is therefore important to study the processes of snow accumulation and snowmelt especially in mountain areas where the development of snow water equivalent (SWE) is primarily observed. The snow water equivalent indicates amount of the water in the snow and thus represents a runoff volume during the spring melting period and demonstrates the flood risk potential. In this thesis the lumped modelling approach of the rainfall-runoff model HEC-HMS was used. The model was applied in the Byst ice River basin in the Ore Mountains where the field measurements of the snow cover and SWE is carried out.

Applied temperature-index method is the well-developed method because it takes into account both the melting during precipitation and melting in the period without any precipitation and aims to capture snow energy balance by means of air temperature.

Three winter periods (2006, 2008 and 2009) were simulated. The evolution of the snow water equivalent was observed and the agreement between observed and simulated hydrographs was assessed in the closure profile Ostrov.

Published results show the influence of winter course and character on the model capability to simulate the snow water equivalent and runoff. The observed and simulated hydrographs and snow water equivalent course don't much differ during winter 2005/2006. The reason is probably the absence of partial thaws and air temperatures didn't reach the average values. Great differences in hydrographs show the winter 2007/2008 which could be characterized by the low snow stocks in the basin. In this period there were some partial thaws and temperatures often fluctuated near zero. Problems were also identified during the modelling of non-rainfall periods, such in 2008/2009. The development of snow water equivalent was well modelled especially in the upper part of the basin, in the middle part there were some errors and sometimes poor agreement of observed and simulated SWE was achieved in lower parts of the Byst ice River basin.

Key words: HEC-HMS, modelling snow accumulation and melting, degree-day model, Byst ice River basin

OBSAH

1. ÚVOD A CÍLE PRÁCE	7
2. DOSAVIDNÍ POZNATKY A MOŽNOSTI MODELOVÁNÍ ODTOKU ZE SN HOVÉ POKRÝVKY	9
2.1. AKUMULACE A TÁNÍ SN HOVÉ POKRÝVKY	9
2.1.1. Akumulace a distribuce sn hu.....	10
2.1.2. Tání a odtok ze sn hové pokrývky	12
2.2. METODY VÝZKUMU SN HOVÉ POKRÝVKY	12
2.2.1. Staní ní a terénní metody výzkumu	13
2.2.1.1. Stanovení výšky sn hové pokrývky.....	14
2.2.1.2. Stanovení vodní hodnoty sn hu.....	14
2.2.2. Distan ní metody výzkumu	16
2.3. HYDROLOGICKÉ MODEL Y	18
2.3.1. Základní klasifikace hydrologických model	19
2.3.1.1. Trendy ve využití distribuovaných model a jejich porovnání s celistvými modely.....	20
2.4. SN HOVÉ MODEL Y	21
2.4.1. Bodové sn hové modely	22
2.4.2. Distribuované sn hové modely	23
2.4.3. Odtokové modely tání sn hu.....	23
2.5. METODY MODELOVÁNÍ ODTOKU ZE SN HOVÉ POKRÝVKY	25
2.5.1. Metoda teplotního indexu	25
2.5.2. Metoda energetické bilance (Energy Balance Model).....	27
2.6. VYUŽITÍ SN HOVÝCH MODEL V HYDROLOGICKÉ PRAXI	31
2.6.1. Operativní služba HMÚ	32
2.6.2. Operativní služba Povodí Oh e, s. p.	33
3. VSTUPNÍ DATA A METODIKA PRÁCE	34
3.1. CHARAKTERISTIKA HYDROLOGICKÉHO MODELU HEC-HMS	34
3.1.1. Obecná charakteristika.....	34
3.1.2. Struktura a komponenty modelu	35
3.1.3. P ehled použitých modelovacích metod.....	36
3.1.4. Kalibrace a verifikace modelu.....	36
3.2. PODKLADOVÁ DATA A METODY JEJICH ZPRACOVÁNÍ.....	38
3.2.1. Digitální model terénu	39
3.2.2. Metody modelu a odhad jejich parametr	41
3.2.2.1. Model p ímého odtoku – Clark Unit Hydrograph.....	41
3.2.2.2. Metoda objemu odtoku - SCS Curve Number	42
3.2.2.3. Metoda základního odtoku – Recession.....	45
3.2.2.4. Metoda korytového odtoku - Muskingum-Cunge.....	46
3.2.2.5. Sn hový model – metoda Temperature Index.....	48
3.2.3. ZPRACOVÁNÍ ASOVÝCH AD	51
3.2.3.1. Zdrojová data	52
3.2.3.2. asové ady teploty vzduchu, srážek a pr tok	53
3.2.3.3. Výb r modelovacích období.....	55
3.3. CHARAKTERISTIKA MODELOVÉHO POVODÍ BYST ICE.....	55
3.3.1. Vymezení území.....	56
3.3.2. Geologická stavba, p dy a vegeta ní pokryv.....	56
3.3.3. Orografie a geomorfologie území	58
3.3.4. Klimatické podmínky	59

3.3.4.1. Teplotní poměry.....	59
3.3.4.2. Režim srážek.....	59
3.3.5. Hydrografie a odtokový režim	61
3.3.5.1. Obecný hydrografický pohled.....	61
3.3.5.2. Odtokový režim.....	61
3.3.6. Povodňové události.....	62
3.3.6.1. Možnosti vzniku velkých jarních povodní	62
3.3.6.2. Povodňové události na Ohři.....	64
3.3.6.3. Povodňové události na Bystřici v Krušných horách.....	65
4. VÝSLEDKY SIMULACÍ.....	67
4.1. SESTAVENÍ MODELU	67
4.2. KALIBRACE A VERIFIKACE MODELU	70
4.3. MODELOVÁNÍ VODNÍ HODNOTY SNĚHU A ODTOKU ZE SNĚHU	71
4.3.1. Simulace zimního období 2005/2006	73
4.3.2. Simulace zimního období 2007/2008	77
4.3.3. Simulace zimního období 2008/2009	82
5. DISKUZE.....	86
5.1. NEJISTOTY SOUVISEJÍCÍ SE ZPRACOVÁNÍM DAT	86
5.2. POUŽITÝ HYDROLOGICKÝ MODEL A POČASNÉ PODMÍNKY SRÁŽKO- ODTOKOVÉHO PROCESU	87
5.3. NÁVRHY DALŠÍHO VÝZKUMU	89
6. SHRNUTÍ A ZÁVĚRY.....	91
7. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY A DALŠÍCH ZDROJŮ	93
7.1. POUŽITÁ LITERATURA	93
7.2. DATOVÉ A MAPOVÉ ZDROJE.....	99
8. SEZNAM OBRÁZKŮ, TABULEK A PŘÍLOH.....	100
8.1. OBRÁZKY	100
8.2. TABULKY	102
8.3. PŘÍLOHY	102

1. ÚVOD A CÍLE PRÁCE

Akumulace a tání snhové pokrývky jsou velice důležité procesy především v horských povodích s dominancí snhového režimu odtoku. Snhová pokrývka vytváří významnou zásobárnu vody, která odtéká v relativně krátkém čase a zvláště v období tání může být zdrojem nekontrolovatelného odtoku. S jejich projevy se setkáváme v našich podmínkách na podhorských vodních tocích a v nížinných úsecích v těchto toků často v kombinaci s dešovými srážkami. Náhlé tání snhu představuje potenciální riziko vzniku povodní, přičemž velikost a načasování jarní povodně jsou určovány prostorovou variabilitou snhu, rychlostí tání a vodní hodnotou snhové pokrývky (*Matjíšek, Hladný, 1999*).

V oblasti Krušných hor, kde se nachází modelované povodí úby Bystřice, jsou nejvýše hrozbou povodně způsobené jarním táním snhu v kombinaci s dešovými srážkami především právě v jeho vrcholových partiích. K záplavám velkou měrou přispívají také hromadící se ledové kry, které působí jako překážky v průchodnosti korytek a potoků při tání snhu. V současné době se jako vstupní parametry pro modelování hydrologických procesů využívají data z hydrometeorologické sítě, která je však v našich horských oblastech nedostatečná, měření jsou zatížena jak objektivní, tak subjektivní chybou, nedokážou přesně zohlednit prostorové rozložení snhu nebo měření na stanicích dokonce úplně chybí (*Dahelková, Šípcová 2006*).

Pro objektivní posouzení návrhových i stávajících protipovodňových opatření v ucelených povodích se zpracovávají podle zákona o vodách (*MŽP, 2010b; zákon č. 254/2001 Sb.*) plány oblastí povodí (*MŽP, 2010a; vyhláška č. 292/2002 Sb.*), podpořené odbornými studiemi, přičemž hydrologické modely v nich hrají nezastupitelnou úlohu. Jedním z nich je i simulace procesů akumulace a tání snhu spolu s následnou tvorbou hydrologických odpovědí. Zároveň dochází k rekonstrukci průběhů historických povodní a dopadu jejich velikosti na obyvatelstvo v minulosti. Plánují se nová protipovodňová opatření i rekonstrukce stávajících technických opatření (*Kolektiv autor, 2003*).

Předkládaná diplomová práce je řešena v rámci Výzkumného záměru MSM 0021620831 „Geografické systémy a rizikové procesy v kontextu globálních změn a evropské integrace“ (hlavní řešitel Doc. RNDr. Luděk Sýkora, Ph.D., doba řešení 2004 – 2011), jehož jednou z dílčích částí je výzkum metod stanovení výšky a vodní hodnoty snhové pokrývky. Zahrnuje jak metody modelování akumulace a tání snhu (srovnání více modelů a modelovacích technik), tak posouzení vybraných fyzicko-geografických poměrů (nadmořská výška, expozice svahů, vegetační kryt, vítr) na dynamiku akumulace a tání snhové pokrývky. K této

2. DOSAVADNÍ POZNATKY A MOŽNOSTI MODELOVÁNÍ ODTOKU ZE SN HOVÉ POKRÝVKY

Sn hová pokrývka je důležitým klimatickým, hydrologickým a biologickým faktorem, který má výrazný vliv na celou fyzicko-geografickou sféru i na životní prostředí. Ve srážko-odtokovém procesu hraje sníh zvláštní roli, jelikož se v tání okamžitě nezapojuje do odtokového procesu, ale až s určitým zpožděním při jeho tání. Tím nadlépšuje stavy podzemní i povrchové vody v jarních měsících, ale zároveň může představovat hrozbu pro vznik povodní a ty potenciálně mohou mít za následek ztráty na životech a majetku obyvatel (*Brázdil et al., 2005*). Je proto nanejvýš důležité pro efektivní, spolehlivou a bezpečnou správu vodohospodářských děl pochopit proces akumulace a tání snhové pokrývky a vyvinout vhodné nástroje pro posouzení zásob vody ve snhu pro plánování jejich regulací. V našich klimatických podmínkách je důležité také myslet na zadržení tavné vody v krajině, která poslouží v případných suchých obdobích především pro místskou a zemědělskou činnost (*Hladný, Nmec, 2006*).

Hydrologickým modelováním je získán určitý odhad, do jaké míry model vhodně reprezentuje reálný systém, a určení mezí významnosti jeho vlastních odpovědí. Pro hydrologické modelování v operativním odpovědním systému je zásadní znalost množství snhu v povodí a jeho prostorová distribuce (zejména ve smyslu změny s nadmořskou výškou). Tyto údaje jsou buď přímo vstupy do modelů, nebo slouží pro kontrolu a updating modelem pořítaných hodnot množství snhu (*Kolektiv autor, 2002*).

Problémy modelování odtoku ze snhové pokrývky jsou spojeny s klimatickými a fyzicko-geografickými podmínkami daného regionu, dostupností měřených dat, modelovacím přístupem a v neposlední řadě i snhovým modelem, který na danou lokalitu aplikujeme. V současné době již existuje celá řada matematických modelů zahrnujících modul snhu, jehož použití ztěžuje především náročnost modelu na vstupní parametry a samotná komerční dostupnost modelu.

2.1. AKUMULACE A TÁNÍ SN HOVÉ POKRÝVKY

Procesy akumulace a tání snhové pokrývky v horských oblastech jsou důležitým prvkem vodní a vodohospodářské bilance na území našeho státu. Z pohledu modelování snhové pokrývky lze rozeznat tři základní období: akumulace, dozrávání a tání snhu. Tyto procesy nelze striktně vymezovat, pouze slouží jako charakteristický jev pro jednotlivá období vývoje

sn hové pokrývky (*Singh, 2001*). Pro modelaci odtoku je p ed vlastním táním sn hu podstatné vyhodnotit nejd ležit jší ást zimní sezóny, tzn. období maximální akumulace zásob vody ve sn hové pokrývce v povodí.

2.1.1. Akumulace a distribuce sn hu

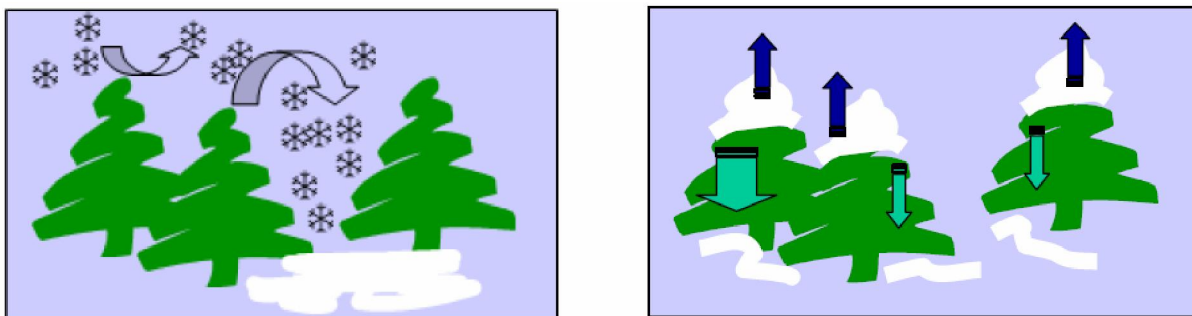
Formování sn hové pokrývky za íná vypadáváním srážek v tuhém skupenství z oblak . Ledové krystaly disponují r znými tvary, velikostí a fyzikálními vlastnostmi – ur ovány p edevším teplotou a v menší mí e p esycením vodní páry v okolním prost edí. Vznik ledových ástic a jednotlivé typy krystal jsou dob e popsány v knize *Fyzika oblak a srážek* (*ezá ová et al., 2007*). D ležité je spln ní podmínky teploty povrchu, na který krystalky dopadají. Teplota povrchu by tedy m la být nižší než 0 °C. P i emž sn hová pokrývka se považuje za souvislou, jestliže p da na pozemku stanice a v nejbližším okolí je aspo z poloviny pokryta vrstvou sn hu o výšce nejmén 1 cm; pokud není, mluvíme o nesouvislé sn hové pokrývce (*Tolasz et al., 2007*).

V rámci akumulace sn hu se naskytuje otázka jeho distribuce, která bývá velmi prom nná. Mezi hlavní faktory ur ující rozmíst ní sn hu pat í (podle *Da helka et al., 2003* a *Hrušková, 2006*):

- **geomorfologické faktory:** nadmo ská výška, vliv topografie (sklonitost, orientace svah , zastín ní terénu)
- **meteorologické faktory:** teplota vzduchu, vliv v tru, evapotranspirace, výška sn hové pokrývky
- **efekt vegetace:** druh a hustota porostu

Lesní porost má podstatný vliv na oba procesy. Padající snáh je p ímo zachycen korunami strom nebo vlivem turbulence m že docházet nad a mezi korunami strom k prom nným výstupným rychlostem a rozdílnému zatížení p dy sn hem (obrázek 2-1). Pod korunami strom pak probíhá tání sn hu déle a s nižší intenzitou než na volné ploše (*DeWalle, Rango, 2008*). Základní p í inou pomalejšího tání v lese je nižší dopad slune ního zá ení na snáh a s tím spojené ztráty radia ní energie v korunách strom a malá intenzita vým ny tepla v lese mezi ovzduším a sn hem v d sledku oslabení proud ní vzduchu (*Chárová, 2007*).

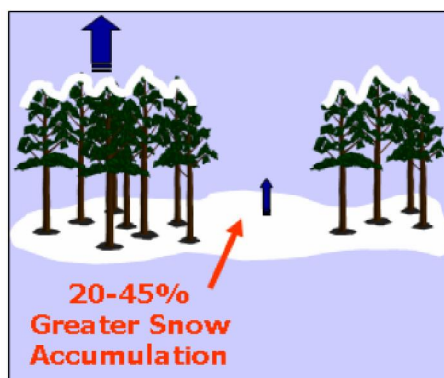
Obrázek 2-1: Vliv lesního porostu na akumulaci a tání snhové pokrývky



Zdroj: Kremsa, 2008

Ve studii *Kremsí (2008)* se uvádí, že na otevřeném prostranství je o 20 až 45 % v tšší akumulace snhu než v lese (obrázek 2-2) a lesní porost složený z jehličnatých lesů má že na svých korunách zadržet až 80 % snhu.

Obrázek 2-2: Akumulace snhu v terénu



Zdroj: Kremsa, 2008

Je patrné, že všechny faktory, které ovlivní akumulaci snhu a vytváření snhové pokrývky je nutné vnímat jako faktory, které působí komplexně. Například horský terén představuje překážku proudícímu vzduchu, který podmiňuje přerozdelení snhu, nebo sklonitost a orientace terénu ovlivní množství dopadajícího slunečního záření.

Akumulovaný sníh postupně podléhá metamorfóze. Vzniká sníh s odlišnými vlastnostmi fyzikálními, chemickými, optickými atd. Tento proces se označuje jako dozrávání snhu. Vývoj je ukončen jeho táním v jarním období, kdy nastává uvolnění vody ze snhu a její transport do toku (*Hrušková, 2007*).

2.1.2. Tání a odtok ze sn hové pokrývky

Tání sn hu představuje fázovou změnu ledu na kapalnou vodu při dodání dostatečného množství tepla. Energetické toky, které mohou teplo sn hové pokrývky dodat, budou popsány v kapitole *2.5.2 Metoda energetické bilance*, což je jedna z možností modelování sn hové pokrývky.

Rychlost odtávání sn hu závisí na mnoha podmínkách a parametrech. Zcela zásadními jsou však – teplota vzduchu a deš ové srážky, výška sn hu a její vodní hodnota (*Jiráček, 2005*). Nemén důležitým faktorem je schopnost sn hové pokrývky udržet tavnou vodu, než nastane odtok – první sníh taje rychle, zralý je naopak schopen tající nebo deš ovou vodu do určité míry zadržovat. V neposlední řadě hraje velkou roli síla a rychlost větru (způsobuje jeho sublimaci), která závisí i na konfiguraci terénu a vegetačním krytu a nakonec také vlhkostní poměry – promrzlá půda. K tání přispívá i přestup tepla z půdy (*Daheřná, Jiráček, 2005a*). Zjednodušeně se dá říci, že rychlost tání je tím větší, čím je vyšší teplota vzduchu, rychlejší proudění vzduchu, silnější dešť a intenzivnější sluneční záření.

Sn hová pokrývka se chová jako „houba“, která po určitou dobu umí zadržet tavnou vodu, než je překročí její retenční kapacita, která závisí na mnoha faktorech, jako je například hustota sn hu, výška sn hové pokrývky, tvar a velikost krystalů a množství vzdušných pórů (*Singh, 2001*). Je-li toto množství překročeno, dochází k odtoku, který je způsobený odvodněním vody opožděným určitým časovým úsekem od začátku tání jako odtoková odezva na deš ovou srážku.

2.2. METODY VÝZKUMU SN HOVÉ POKRÝVKY

Mezi současně využívané metody výzkumu v oblasti zkoumání sn hového pokryvu patří:

- staní a terénní metody výzkumu
- distanční metody výzkumu související s dálkovým průzkumem Země

První zmíněná metoda představuje bodový typ měření, jehož přesnost může být omezena hustotou sítě měření, výběrem místa pro odběr vzorku, umístěním měřícího zařízení, ale také chybou pozorovatele. Každá metoda má své klady a zápory, liší se svou přesností i rozsahem využití a vznikají zde různé nároky na měřící techniku.

V současné době se zjišťují charakteristiky týkající se jednak sněžení a jednak sněhové pokrývky. Z hlediska předkládané diplomové práce je důležitéjší popis sněhové pokrývky, zkoumají se následující parametry (*Tolasz et al., 2007*):

- průměrné sezónní a měsíční pocty dní se sněhovou pokrývkou,
- průměrné sezónní a měsíční pocty dní se sněhovou pokrývkou dosahující určitou mez,
- průměrné sezónních a měsíčních maxim výšky sněhové pokrývky,
- průměrné sezónních maxim vodní hodnoty sněhové pokrývky,
- průměrné datum první a poslední sněhové pokrývky

Přímě z vodohospodářského hlediska se jako nejduležitější parametr jeví vodní hodnota sněhové pokrývky.

2.2.1. Stanění a terénní metody výzkumu

Stanění a terénní metody výzkumu představují bodový typ měření, jak už bylo řečeno výše. Stanění měření by mělo probíhat na všech klimatických a srážkoměrných stanicích

HMÚ, což je cca 800 stanic, jednou týdně v pondělí (*Daňhelka, Jířicová, 2005b*). V rámci jednotlivých podniků povodí dochází k rozšiřování sítě HMÚ o jejich soustavu měření za účelem a zjištění výsledných předpovědí odtoku ze sněhové pokrývky. Pro potřebu hydrologické praxe se připouští k měření především dvou základních ukazatelů – výšky sněhové pokrývky a její vodní hodnoty.

Výše zmíněné parametry, charakterizující sněhovou pokrývku, se dají určit metodou expedičního měření v zájmové oblasti, která zahrnuje v té době počet naměřených bodů, a tím z etelně zjišťuje celkový odhad odtoku ze sněhu. Tato disciplína je však časově i fyzicky velmi náročný proces, proto se v té době využívá jen pro menší experimentální povodí. Zjištěné parametry se zadávají do simulačního modelu sněhového modelu (pokud to umožní), a tím se zjišťují výsledky množství odtoku z povodí, nebo může docházet k porovnání údajů naměřenými pozorovatelem s údaji expedičního měření. Následně se pokoušíme využít znalostí z těchto výsledků pro přesnější předpovědi odtoku ze sněhu i pro plošné v té době povodí (*DeWalle, Rango, 2008*).

Stanění měření však představují základní zdroj dat pro získání charakteristik o sněhové pokrývce v prostoru, expediční měření jsou její doplňkovou metodou. V obou případech je výběr lokality klíčovým faktorem ovlivujícím reprezentativnost měření pro území, které by měla stanice pokrývat. Meteorologické stanice se převážně instalují na otevřené plochy a tak

nemohou vystihnout charakteristiky sn hové pokrývky na zalesn ěných plochách, které mohou ve zkoumané oblasti p evažovat (*Kremsa, 2008*).

2.2.1.1. Stanovení výšky sn hové pokrývky

Metoda m ění výšky sn hové pokrývky je mén ě náro ná než m ění její vodní hodnoty. V operativní hydrologii se používá pro p ěpo ět vodní hodnoty, pokud známe p ěslušnou hustotu sn hu. Výška sn hové pokrývky je podle Meteorologického výkladového a terminologického slovníku (*Sobíšek, 1993*) chápána jako vertikální vzdálenost mezi povrchem sn hové pokrývky a povrchem p ědy, pop ě. povrchem sn hového prk ěnka. Celková výška je pak brána jako sou ět star ěho a nov ěho sn hu, nam ěn ě na meteorologických stanicích v pozorovacím termínu v 7 SE ě.

Výška sn hové pokrývky závisí na množství a charakteru zimních srážek a na teplot ě vzduchu. Je tedy ovliv ěna p ědevším nadmo skou výškou místa. Dále je množství sn hu ovliv ěno expozicí k p ěvládajícímu proud ění a slune ěnímu zá ění, dále topografií a vegeta ěním pokryvem. V našich pohrani ěních horách stoupá pr ěm ěr sezó ěních maxim výšky sn hové pokrývky p ěibliž ě o 15 cm na 100 výškových metr ě (*Tolasz et al., 2007*).

Výšku sn hové pokrývky m ěíme sn hovou latí (ty ěí), které jsou dvojího druhu – p ěenos ě a pevn ě. Pevn ě sn hom ěn ě lat ě jsou zapušt ěny po nulu stupnice v zemi a v tšinou dosahují délky 2 až 3 metry. Umíst ěny jsou tak, aby co nejl ěpe reprezentovaly skute ěnou výšku sn hu, tedy mimo místa, kde se tvo ěí záv ěje, nebo odkud je sn ěh naopak vyfoukán. M ění tohoto parametru p ěenosnou latí se provád ěí nejm ěn ě na t ěech místech, protože sn ěh není v tšinou stejn ěm ěrn ě rozprost ěn, p ěitom vžd ě vyb ěráme záv ětrná místa s co nejmenším vlivem v tru. Výsledn ě ěíslo je pak pr ěm ěrem po tu m ění (*Jirá ě, 2005*).

V rámci ter ěnního šet ění m ěžeme za lenit také výšku nov ě napadlého sn hu, která se zjiš ěuje na tzv. sn hom ěn ěm prk ěnku o velikosti 30 x 30 cm pomocí speciálního pravítka o délce 50 cm. P ěd každ ěm m ění se o ěišt ěné prk ěnko položí na sn hovou vrstvu a lehce se zatla ěí tak, aby jeho horní plocha byla na stejn ě úrov ěni se sn hovou pokrývkou, a pak je t ěeba prk ěnko nal ězt a zm ěřit výšku nov ě napadlého sn hu (*Honsová, 2007*).

2.2.1.2. Stanovení vodní hodnoty sn hu

Vodní hodnota sn hu (*Snow Water Equivalent – SWE*) nám vyjad ěuje množství vody ve sn hové pokrývce v *mm*, je závislá na teplot ě, p ěi níž se sn hová pokrývka vytvá ěí (*Sobíšek, 1993*). M ěn ěá komponenta je velice d ěležitá v p ědjarním období pro správn ě hospoda ění s

vodou na p ehradních nádržích a pro záv rové profily v tších tok . Rychlost r stu SWE s nadmo skou výškou se regionáln m ní s lokálními faktory, nap . hledisko severní a jižní expozice, a také rok od roku v dané oblasti (*Kremsa, 2008*).

P i teplotách pod $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ mluvíme o prachovém sn hu, jehož SWE je nižší než 1 mm na výšku 1 cm. P i teplotách kolem $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ padá vlhký až mokrý sníh s vodní hodnotou 1 až 2 mm na 1 cm výšky. První snívá postupně zhušťuje, zvláště p i teplotách kolísajících kolem bodu mrazu dosahuje hustota sn hu až $0,5\text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ($500\text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$), tedy 5 mm vody na 1 cm výšky. Tyto hodnoty bývají dosahovány hlavn ě na konci zimy v horských polohách (*Tolasz et al., 2007*).

Na v tšin ě stanic se používá k m ěření SWE srážkom ěr, na vybraných místech, kde není dostate ě hustá sí ě stanic (horský terén, zájmová oblast), se využívá váhový sn hom ěr. M ěření SWE není jednoduché a n které stanice nedodávají dostate ě kvalitní hodnoty. P i odb ěru vzorku v terénu je nep ěsnost dána v tším množstvím zmrzlého sn hu, roli hraje pr ěz odb ěného za ízení (neodebrání vzorku najednou nebo naopak hrnutí sn hu p ěd za ízením), chyba v následném vážení atd. K pot ěb hodnot za každý den se snažíme najít jednoduchou metodu pro odhad SWE, jako nap . *N mec (2006)*, který vychází z veli ěin dostupných na srážkom ěrých stanicích.

M ěření vodní hodnoty sn hu v terénu se provád ěí v tšinou nepravideln ě podle pot ěby v tzv. „profilech“, tzn. ve více bodech na volném prostranství i v lese o r zn ě expozici svahu (*Da helka, í ícová, 2005b*). Rozdíl mezi mýtinou a lesem se ukázal jako velmi významný faktor ovliv ůjící úsp ěšnost odhadu množství sn hu zejména v období tání, kdy dynamika chování sn hové pokrývky v lese a na volném prostranství je naprosto odlišná. Princip m ěření spo ívá v odebrání vzorku celé vrstvy sn hové pokrývky pomocí váhového sn hom ěru, což je dutý válec dlouhý až dva metry o známém pr ěm ěru s ozubeným okrajem, který slouží ke snadn ějšímu odb ěru v oblastech zmrzlého sn hu. Po vytažení ve válci z stane odebraný vzorek sn hu, který se následn ě zváží. Zjišt ěná váha se p ěpo ěte na objem vody. Takto nam ěné údaje mají v tší reprezentativnost než jednobodová m ěření. Chyby m ěřou vzniknout p i samotném m ěření (neúplný vzorek, vážení atd.) nebo p i výb ěru lokalit pro odb ěr samotným pozorovatelem.

V nižších polohách se používá sn hom ěrná nádoba o známém pr ěm ěru, kterou se odebere op ět celá vrstva sn hu a pak se za pokojové teploty nechá roztát. Objem takto vzniklé vody je p ěveden na mm ve speciáln ě kalibrovaném odm ěrném válci (*Honsová, 2007*).

Vodní hodnota sn hové pokrývky se dá ur ěit pomocí automatických p ěstroj ě bez nutnosti stál ě lidské obsluhy. Mezi tyto p ěstroje ádíme na zemi instalované automatické sn hom ěrn ě

stanice neboli „sn hové polštá e“ napln né nemrznoucí kapalinou. Na sn hovém polštá i je sníma tlaku k ur ení hmotnosti sn hu a výpo tu vodní hodnoty. Tyto p ístroje jsou využívány v operativní praxi v Norsku, ve Švýcarsku i v USA. P íkladem m že být *SNOTEL* (*SNOWpack TELEmetry system*), používaný pro sb r dat o sn hové pokrývce (senzor výšky sn hu, tlakový sníma pro vyhodnocení SWE) a klimatická data (srážkom r a senzor teploty vzduchu). Sn hové polštá e se používají pro vzdálené a t žko p ístupné oblasti (*DeWalle, Rango, 2008*). V eské republice se sn hové polštá e používají na Churá ov , Svratouchu a v Jizerských horách. Mnohem mén ekonomicky náro ný a v našich podmínkách více používaný je b žný automatický srážkom r, který je vybaven vyh ívacím systémem. Problém je však rozlišení, zda se jednalo o srážky sn hové nebo deš ové, což závisí na samotném pozorovateli.

2.2.2. Distan ní metody výzkumu

V posledních dekáдах došlo k mohutnému rozvoji tzv. distan ních metod výzkumu, které využívají dálkový pr zkum Zem (dále jen DPZ) pro ur ování parametr sn hové pokrývky. Tento vývoj je vázán na rozmach výpo etní techniky a její dobrou dostupností. V sou asné době umož ůuje provád t mnohé studie, avšak i p es rostoucí kvalitu všech t chto technologií stále z stává ješt mnoho otázek nezodpov zených. DPZ nám dovolu je s pom rn omezenou p esností sledovat základní charakteristiky sn hové pokrývky, je však velmi pot ebný p i ur ování plošného rozsahu sn hové pokrývky v áse. Mezi základní prost edky DPZ ádíme sníma e, které jsou umíst né na letadlech nebo družicích. DPZ vychází z p edpokladu, že sn hová pokrývka má jiné fyzikální vlastnosti než ostatní p írodní povrchy na Zemi. Díky vysokému albedu sníh odráží o hodn v tší procento p icházejícího krátkovlnného slune ního zá ení než zemský povrch bez sn hu (více jak 80 % u erstvého sn hu). Jelikož je povrch sn hové pokrývky tak odlišný, otevírá široké možnosti využití r zných ástí elektromagnetického spektra: viditelné, blízké infra červené, mikrovlnné a gama zá ení (*WeDalle, Rango, 2008*).

Meteorologické družice jsou specializovanou kategorií um lých družic Zem , které jsou zam eny na monitorování zemské atmosféry. Práv údaj z t chto družic využívají hydrologové k ur ování rozsahu zasn žené plochy na zemském povrchu. Z hlediska ur ení zasn ženého terénu v rámci družicových snímků vzniká problém jeho zam n ní s nep íliš chladnou obla ností, jejíž horní hranice atmosféry je promrzlá. K odlišení musíme využít n kterých z mikrofyzikálních kanál , ve kterých má sn hová pokrývka velmi nízkou

odrazivost, zatímco nízká a střední oblačnost je tvořena kapkami zpravidla vysoké odrazivosti. Do jisté míry lze odlišit oblačnost od sněhu díky pohybu oblačnosti, pokud se zrovna nejedná o nepohyblivý stratus. Na základě družicových radarových nebo mikrovlnných snímků není možné stanovit výšku sněhové pokrývky ani její vodní obsah (Čížková *et al.*, 2007). Pro získání údajů o výšce a vodní hodnotě sněhové pokrývky je využití satelitních pozorování stále omezené. Zejména co se týká přesnosti a prostorového rozlišení.

Snímky se umísťují na letadlech nejčastěji využívají pro určení vodní hodnoty sněhu detekci míry zeslabení přirozeného terestrického gama záření vodou akumulovanou ve sněhové pokrývce. U zájmové oblasti musí letoun, na kterém je umístěn snímek, změnit intenzitu gama záření bez sněhové pokrývky. V období se sněhovou pokrývkou letadlo měří intenzitu gama záření po stejné trase a na základě rozdílu měřených hodnot je vypočítána vodní hodnota sněhu. Tato metoda se hodí spíše do rovinné oblasti s maximální vodní hodnotou kolem 100 mm, i z tohoto důvodu není příliš využitelná pro horské oblasti (Singh, 2001).

Meteorologické radary patří dnes k důležitým a standardním vybavením všech pokročilých meteorologických služeb. Tyto přístroje jsou známy především pod označením **RADAR** (**R**adio **D**etection **A**nd **R**ating). Na základě údajů z meteorologických radarů můžeme odhadnout intenzitu srážek nad sledovanou oblastí s prostorovým rozlišením až 1 km x 1 km. Pro pozorování v České republice se využívá radar Praha - Brdy a Skalka u Protivanova. V období tání sněhové pokrývky přináší významné informace o množství srážek spadlé v zájmové oblasti, podle nich můžeme spolu s dalšími informacemi odhadnout, jakým způsobem srážky ovlivní rychlost tání sněhové pokrývky.

Pomocí pasivního mikrovlnného dálkového snímání můžou být odhadovány různé vlastnosti sněhu jako například plocha sněhové pokrývky, vlhkost (nasycení) sněhu nebo jeho vodní hodnota. Příkladem může být sedmikanálový mikrovlnný radiometr SSM/I (Special Sensor Microwave Imager), který se využívá pro stanovení srážek, obsahu vodních par v atmosféře, rychlosti proudění, sněhové pokrývky a ledu. Velmi náročná je aplikace SSM/I v zalesněných oblastech díky vzájemnému ovlivnění vegetace a mikrovlnné radiace (Gidda *et al.*, 2002).

2.3. HYDROLOGICKÉ MODEL Y

Model je chápán jako matematické vyjádření reality a slouží jako nástroj, který je vyvíjen pro specifické účely. Matematické modelování hydrometeorologických jevů a procesů vychází ze zjednodušeného chápání oběhu vody na Zemi a udává jen orientační hodnotu výsledku, přesto je důležitým zdrojem poznání, které umožňuje lepší preventivní opatření povodňami (*Buchtele, 2002*). Usnadňuje též pochopení vztahů mezi příčinami a následky způsobených klimatickými procesy. V oblasti hydrologie se modelují zejména vazby mezi srážkami, povrchovým a podpovrchovým odtokem. Tyto modely jsou obvykle označovány jako srážko-odtokové.

Použití srážko-odtokových modelů v povodňové problematice lze rozdělit na dva základní případy. První se zabývá využitím modelů pro operativní předpovědi na HMÚ a podnicích povodňových územích od několika hodin po několik dnů a dává přehled o datové a časové nenáročnosti výpočtu. Druhý případ spoívá ve využití modelů v oblasti návrhu a vyhodnocení protipovodňových opatření (*Šímová, Krejčí, 2002*). V tomto případě můžeme pomocí srážko-odtokového modelu simulovat a vyhodnocovat účinek protipovodňových opatření v povodí zpravidla v celé řadě variant. V rámci plánování v oblasti vodního hospodářství je nutné zmínit výzkumnou činnost, která skýtá možnosti dalšího vývoje modelů. Výstupy z hydrologických modelů mohou sloužit jako vstupní data do dalších aplikací (*Kolektiv autor, 2002*).

Zlepšování hydrologických předpovědí souvisí se stále dokonalejšími matematickými modely a se stále kvalitnějšími a rychleji dostupnými vstupními daty, která model pro výpočet předpovědi potřebuje. I přes tato zlepšení bude modelová předpověď vždy zatížena určitou nejistotou, která vyplývá například z přesnosti meteorologických měření. Neméně důležité je propojení modelů s geografickými informačními systémy (GIS) pro zpracování dat pro modely (preprocessing) i pro pozdější analýzy a vizualizace (postprocessing) (*Beven, 2001*).

Klasifikací a podrobnějším charakteristikám hydrologických modelů je věnována řada českých i zahraničních publikací, například můžeme být *Dahe et al. (2003)*, *Beven (2001)*, *Šímová et al. (1999)*, *Nachtnebel et al. (1996)*, *Singh (2001)* i metodika *Becker, Serban (1990)*.

2.3.1. Základní klasifikace hydrologických model

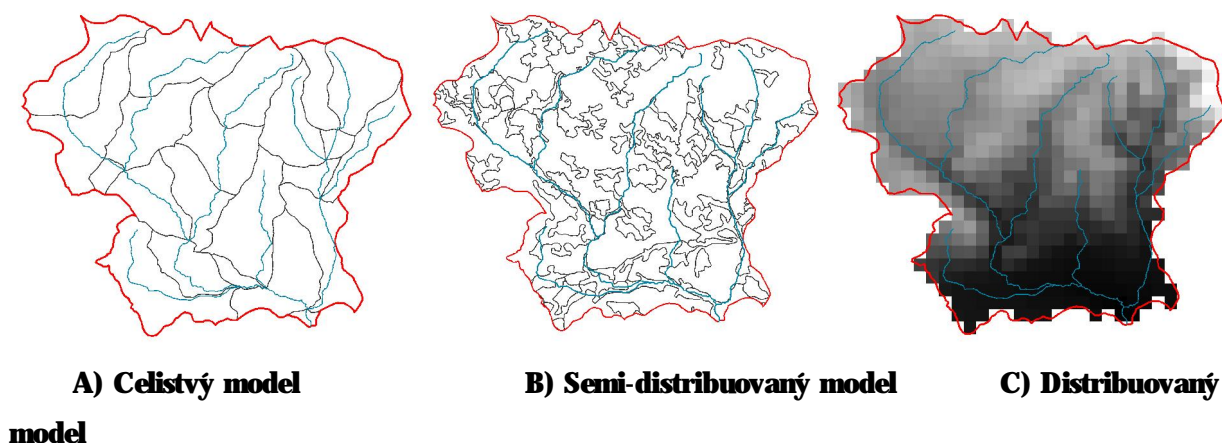
V současné době existuje velké množství modelů, které se liší především v úrovni detailu modelování jednotlivých hydrologických jevů. Pojetí modelování je závislé na postupném zdokonalování a vývoji modelů, na jejich účelu použití a na jejich aplikaci v různých velkých zájmových oblastech.

Hydrologické modely můžeme obecně klasifikovat z hlediska kauzality na deterministické a stochastické. Deterministické modely předpovídají jednotlivé hodnoty odtoku ze stanovené sady vstupních parametrů, zatímco stochastické modely předpovídají rozsah možných výsledků založených na statistických distribucích vstupních parametrech (*Singh, 2001*). Deterministické modely můžeme dále ještě rozdělit na hydrodynamické, konceptní a black-box (*Beven, 2001*), které jsou charakterizovány explicitními vztahy mezi nezávislými proměnnými (počáteční vstupy a stavové podmínky) a závislými proměnnými (výstupní veličiny).

Modely také mají svoje charakteristické prostorové a časové měřítko. Podle prostorové schematizace modelového území lze modely rozdělit na celistvé (lumped), distribuované nebo semi-distribuované, což je přechodný typ (obrázek 2-3). Celistvé modely uvažují celé povodí jako homogenní jednotku, zatímco distribuované modely rozdělují povodí na jednotlivá subpovodí nebo gridové body v závislosti na rozmanitosti měřítka (kritérií). V podmínkách předpovědi tání sněhu celistvé modely předpokládaly, že sněhová pokrývka a rychlost tání jsou stejné skrz celé povodí. Proto se dnes převážně používají modely deterministické, distribuované, které se přizpůsobí jednotlivým bodovým podmínkám, kdy se měří bod po bodu. Mezi základní podmínky řadíme například proměnlivou topografii (sklon, nadmořská výška, expozice), distribuci sněhu v terénu a sublimaci sněhu, vegetační pokryv (hustota a typ) a zamrzání půdy (*Singh a Singh, 2001*). Nemén důležitá pro modelování je vertikální prostorové měřítko. Časový interval je závislý především na způsobu použití modelu, ale povětšinou se užívá hodinový až denní interval. Každý model byl vyvinut s prostorovým a časovým měřítkem potřebným pro dosažení určité objektivity, ale nakonec velké množství modelů je omezeno dostupností dat a znalostmi procesů, které zahrnují. Další podrobnější informace o klasifikaci hydrologických modelů přinesly na Katedře Fyzické geografie a geoekologie práce *Jeníček (2005)* i *Růžíková (2009)*.

Všechny komponenty systému HEC-HMS, které jsou použity i v další práci, jsou charakteru deterministického.

Obrázek 2-3: Ukázka různých typů modelů podle prostorové diskretizace

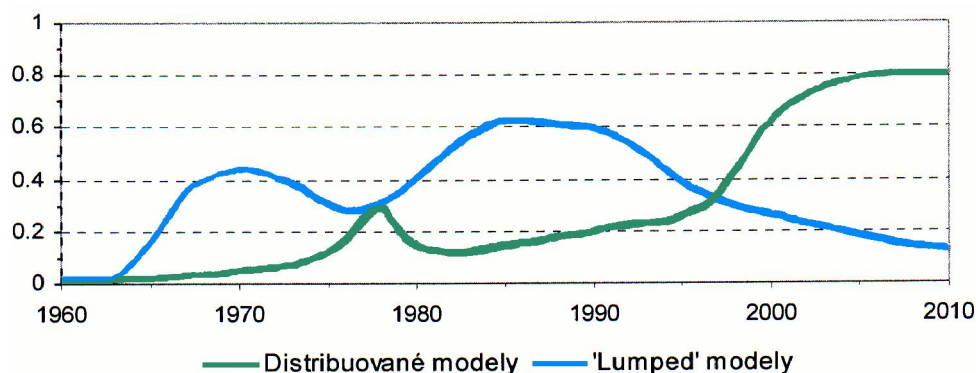


Zdroj: DIBAVOD, <http://geoportal.cenia.cz>, vlastní zpracování

2.3.1.1. Trendy ve využití distribuovaných modelů a jejich porovnání s celistvými modely

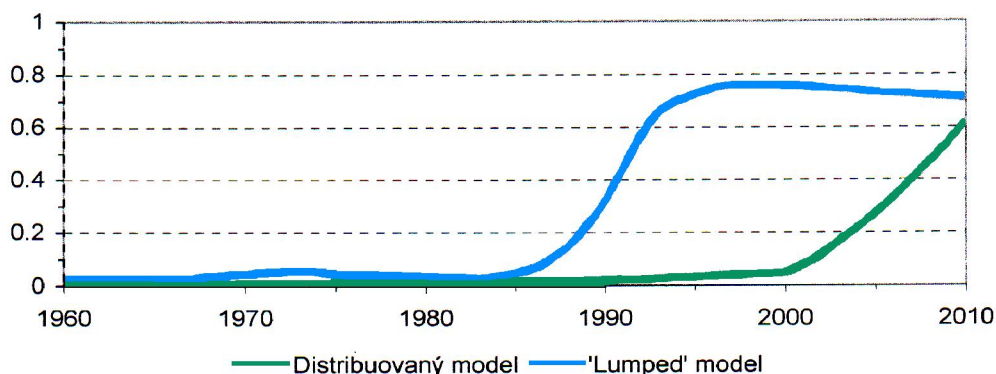
Obecně lze říci, že vývoj srážko-odtokových modelů směřoval od modelů empirických k modelům fyzikálně založeným, od celistvých modelů k modelům distribuovaným a od modelů výzkumných k modelům komerčně využitelným. Tyto trendy byly jednoznačně dány nejen rostoucí kapacitou výpočetní techniky, ale rovněž i stále dostupnějšími a podrobnějšími vstupními daty získanými na základě nových technologií (*Dahe et al., 2003*). Stále více pozornosti je ve výzkumu věnováno možnostem zlepšování modelů celistvých s použitím distribuovaného a semi-distribuovaného přístupu, který obsahuje prostorovou informaci jak z hlediska fyzicko-geografických dat, tak z pohledu srážkových dat.

Obrázek 2-4: Průběh intenzity výzkumu v oblasti celistvých a distribuovaných modelů



Zdroj: *Dahe et al., 2003*

Obrázek 2-5: Předpokládaný vývoj v oblasti použití celistvých a distribuovaných modelů



Zdroj: Da helka et al., 2003

Koncepce celistvé modely mají dlouhou historii vývoje. Navzdory možným problémům poskytují tyto modely, pokud jsou dobře nakalibrovány, přijatelné a použitelné výsledky. V obecné podobě je přijímán fakt, že distribuované modely poskytují lepší výsledky, protože ve své struktuře zahrnují prostorovou variabilitu parametrů a vstupních dat.

Rozvoj distribuovaných modelů se datuje od konce osmdesátých let minulého století. Je spojen především s rozvojem digitálních dat s vysokým rozlišením terénu (digitální model terénu) a zemského povrchu (využití podílu, vegetačního pokryvu, typů podílu) s využitím prostorových distribuovaných srážek z radarových měření. V posledních letech se stále více objevují dokonalejší aplikace distribuovaných modelů i v operativních odpovědích.

U srážko-odtokového modelu jeho přesnost sice roste s počtem parametrů, naproti tomu však roste i obtížnost jeho kalibrace, kterou pomáhá řešit autokalibrační procedury.

2.4. SNĚHOVÉ MODELY

Srážko-odtokové modely mohou být v závislosti na svém účelu uplatněny buď samostatně, nebo v kombinaci s modely jiné kategorie, například s modely tvorby a tání sněhové pokrývky nebo v kombinaci s modely odtoku v říční síti (*WeDalle, Rango, 2008*). Pro předkládanou diplomovou práci byl použit kombinovaný model HEC-HMS se sněhovým modulem. Hlavními vstupy do modelu jsou naměřené množství srážek v různých pozorovacích bodech a teplota vzduchu, která ovlivňuje tání sněhu a výpar. Jednoduchá metoda teplotního indexu je v našich středoevropských podmínkách neodmyslitelnou součástí srážko-odtokových modelů.

V současné době téměř všechny sněhové modely využívají kontinuální odpověď odtoku z tání sněhu a jsou deterministické, tedy zvažují hydrologické procesy, které mohou fungovat

v časovém kroku kratším než jedna hodina. Typ statistického modelu byl historicky používán jako významný výstup pro předpověď odtoku z tající snhové pokrývky za celou zimní sezónu. Tento typ modelu je rozšířen především na západ USA pro předpověď jarního odtoku (*Beven, 2001*). Nejastěji ve snhových modelech pro předpověď odtoku je operováno s denním časovým krokem. Prostorové měřítko může svým rozsahem zahrnovat celé povodí, ale stejně tak i jednotlivé homogenní jednotky, rozdělené na gridové body nebo subpovodí. Snhové modely můžeme rozdělit na základě následujících kritérií (*Dahelka et al., 2003*):

1. Bodové modely (Point Models)

- Metoda degree-day
- Semi-fyzikální modely (např. SNOW-17)

2. Distribuované modely

- Fyzikálně založené
- Používající gridy nebo polygony
- Asimilační systémy (např. SNODAS)

Model vyžaduje matematický popis nejdůležitějších procesů, které tvorbu nebo tání snhové pokrývky provázejí, konkrétně výpočet výšky a plošného rozsahu snhové pokrývky, výměnu tepla mezi snhem a ovzduším, mezi snhem a půdou a výpočet vodní hodnoty snhu. Model provádí příslušné transformace snhových a dešových srážek v závislosti na aktuálních klimatických a hydrologických podmínkách (*Boll, Brooks, 2005*). Pro upřesnění výpočtu se používají v terénu naměřené hodnoty obsahu vody ve snhu.

Mezi hlavní problémy spojené s modelováním tvorby a tání snhové pokrývky patří především odhad množství vody zadržované ve snhové vrstvě, velikost a rychlost ztráty vody do atmosféry sublimací, rychlost a objem tání snhu, navátý sníh, charakteristika snhové vrstvy, tok vody snhovou vrstvou a výměna energie snhovou vrstvou (*Dahelka et al., 2003*).

2.4.1. Bodové snhové modely

Bodové snhové modely využívají k výpočtu odtoku ze snhové pokrývky teplotu vzduchu (T_a) nebo energii potřebnou pro tání snhu (Q_m), kritickou teplotu (T_c) a množství srážek (P). V závislosti na těchto ukazatelích mohou nastat i typy situací (*DeWalle, Rango, 2008*):

- $P > 0$ a $T_a \geq T_c$:

v tomto případě se srážky vyskytují v podobě deště (P_r), celkové množství tání (M) dostaneme jako součet srážek dešťových a tavné vody ze snhové pokrývky.

$$\bullet P > 0 \text{ a } T_a < T_c:$$

srážky se vyskytují v podobě snhu. Během této situace nenastává žádné tání snhu, ale zvyšuje se hodnota SWE a cold content (teplotní doplněk) o množství spadlého snhu.

$$\bullet P = 0, Q_m > 0 \text{ nebo } T_a > 0:$$

v této situaci nezaznamenáváme žádné srážky a teplota vzduchu je vyšší než 0°C . Dochází k tání a následnému odtoku ze snhové pokrývky.

$$\bullet P = 0, Q_m < 0 \text{ nebo } T_a < 0:$$

rovnice vykazuje stav bez srážek a energie tání je negativní.

2.4.2. Distribuované snhové modely

Jednoduché bodové modely se postupně vyvinuly do distribuovaných deterministických modelů. Bylo to především pro potřebu předpovědi pro kratší časový interval než celou zimní sezónu. Tyto modely se vyvinuly v závislosti na expanzi dostupných dat (o snhové pokrývce, DMT, vývoj GIS, atd.). Je to posun od jednoduchého degree-day přístupu k jednoduché energetické a hmotné bilanci, která umožňuje předpovědit úinky okolních změn, například v důsledku klimatických a land-use změn (*WeDalle, Rango, 2008*). Distribuované modely se stávají velmi složitým systémem, který zahrnuje hmotnou a energetickou výměnu pro relativně homogenní subpovodí. Uvažují úinky jako plocha snhové pokrývky, nadmořská výška, sklon a expozice, lesní porost, zmrzlá půda, redistribuce snhu v terénu, působení ledovce, topografické zastínění a působení lavin.

2.4.3. Odtokové modely tání snhu

Snhové modely se stávají od jednoduchých (např. SRM), které vyžadují jen kolik málo parametrů a jednoduchá dostupná meteorologická data, až ke komplexním plně distribuovaným modelům (např. SHE), které požadují všechny fyzikální procesy nebo vyžadují hodně vstupních parametrů. V následujících odstavcích budou stručně představeny některé snhové modely, které se využívají v českém i zahraničním hydrologickém výzkumu, ale také v operativní praxi.

Snowmelt runoff model (SRM, Martínek et al., 1975) byl konstruován pro simulaci a předpovědi denního odtoku ze snhové pokrývky pro malá horská evropská povodí. Požaduje pouze data o teplotě vzduchu a srážková data, navíc však využívá data ze satelitů pro určení

plochy sn hové pokrývky, jako vstupy do jednotlivých výškových zón. Kombinace nadmořské výšky a vegetačního pokryvu u modelu SRM dává lepší simulaci odtoku, než když se přihlíží jen k nadmořské výšce. Model SRM může být využíván pro běžnou odpověď, ale také pro odhad efektu klimatických změn na Zemi. Díky technickému pokroku a zapojení satelitních snímků je SRM aplikován na stále větší povodí. V České republice byl SRM použit na povodí Modrý Děl v Krkonoších o velikosti 2,65 km² (*Martínek et al., 1998*).

Jednoduchý distribuovaný model akumulace a tání sn hové pokrývky (*snow accumulation and melt – SAM*) byl vyvinut pro hydrologické modely založené na geografických informacích systémech (GIS). Tání sn hů je simulováno přes hmotnou a energetickou bilanci aplikovanou na jednotlivé vrstvy sn hové pokrývky. SAM model spoléhá na běžně dostupná data a vyžaduje jen omezené množství odhadovaných parametrů (*Boll, Brooks, 2005*).

Koncepčně deterministický model **HVB** obsahující modul akumulace a tání sn hů byl v 70. letech vyvinutý ve švédském hydrometeorologickém institutu. Můžeme ho klasifikovat jako jednoduchý semi-distribuovaný degree-day model (*Hrušková, 2006*). Veškeré atmosférické srážky dopadající na povodí jsou před vstupem do výpočtu upravovány korekčním faktorem (dešťové nebo sn hové srážky, množství sn hových srážek na různých land-use plochách a oprava teploty vzduchu a atmosférických srážek na nadmořské výšce).

NWSRFS (*National Weather Service River Forecast System*) je degree-day model vyvinutý *Andersonem (1973)*, který vyžaduje jednoduché vstupní údaje. Když však nastane situace, kdy na sn hovou pokrývkou dopadá déšť, využívá model energy budget analýzu doplněnou o data o rychlosti větru. Kvůli vyerpání se v rámci modelu používá pro určení různých ploch sn hové pokrývky. Dále jsou zahrnuty komponenty jako teplota povrchu sn hové pokrývky, „cold content“ a kapalná voda ve sn hů.

Model **PRMS** (*Precipitation Runoff Modelling System*) zahrnuje sn hový modul, který využívá energetickou bilanci pro úhinek sklonu, expozice, nadmořské výšky a lesního porostu uvnitř homogenní hydrologické jednotky (*DeWalle, Rango, 2008*). Tento model je součástí US Geological Survey's Modular Monitoring System, který podporuje GIS, celistvost odpovědí a statistické analýzy.

Model **SHE** (*Système Hydrologique Européen*) byl vyvinut společně dánským hydraulickým institutem, institutem hydrologie (Velká Británie) a francouzskou společností SOGREAH v programu podporovaném Komisí evropských společností. Model SHE patří mezi fyzikální plně distribuované modely, které vyžadují velké množství vstupních parametrů. V rámci sn hového modulu lze podle dostupnosti dat zvolit buď metodu degree-

day, nebo metodu energetické bilance. Sn hový modul pracuje s parametry o sn hové pokrývce a vegeta ním krytu spolu s meteorologickými vstupními daty k p edpovídání p enosu vlhkosti na rozhraní atmosféra – sníh – p da (*Bathurst, Cooley, 1996*).

2.5. METODY MODELOVÁNÍ ODTOKU ZE SN HOVÉ POKRÝVKY

V oblasti matematických model využívajících modelu odtoku z tajícího sn hu jsou uplat ovány dv základní metody:

- indexové metody, p edevším teplotní index (*Degree-day method*)
- metoda vycházející z energetické bilance (*Energy Balance Model*)

Oba p ístupy modelování akumulace a tání sn hové pokrývky je možné vzájemn kombinovat. Snahou t chto model s kombinovaným p ístupem je udržet si jednoduchost založenou na teplotním indexu a sou asn vycházet z energeticky podmín něho modelování proces akumulace a tání sn hu (*Hrušková, 2006*). P íkladem p edpov dního systému využívajícího tento typ výpo etního algoritmu je SACRAMENTO, konkrétn model SNOW 17. Metoda teplotního faktoru se uplat uje p í modelování v bezsrážkovém období, naproti tomu modelování v období se srážkami využívá zjednodušenou rovnici energetické bilance.

2.5.1. Metoda teplotního indexu

První z výše zmi ovaných metod využívá teplotního indexu (empirický vztah mezi teplotou vzduchu a objemem roztátého sn hu) k ur ení doby po átku tání a úbytku SWE v ur itém asovém období (*Krej í, Zezulák, 2000*). Tento vztah byl poprvé použit ve studii *Finsterwalder a Schunk (1887)*. Modely podporující tuto metodu nezahrnují procesy ovlivn ě vým nou tepla. Mnoho studií odhaluje vysokou míru korelace mezi táním sn hu a teplotou vzduchu. V práci *Hocka (2003)* je uvád ěn koeficient až 0,96 mezi každoro ní ablací ledu a pozitivní teplotou vzduchu. V zjednodušené verzi uvažuje model jedinou teplotní zónu, tzn. využívá jedinou teplotní adu. Speciáln však v horských regionech je zapot ebí brát v úvahu teplotní gradient a nadmo skou výšku, dva základní faktory, které jsou navzájem propojené. Z tohoto d vodu je zapot ebí rozdl it oblast zájmu na n kolik výškových zón. Vstupní data o teplot odpovídají nejnižší výškové zón . Teplota vzduchu je postupn snižována o ur itý po et stup v návaznosti na p ír stek nadmo ské výšky. Na z etel by se m lo brát prostorové i asové kolísání teploty nad jednotlivými zónami. V n kterých p ípadech nad hranicí 0 °C nemusí docházet hned k tání sn hové pokrývky, p esto je tato hranice v modelech brána jako bod tání (*Nachtnebel et al., 1996*).

Navzdory jednoduchosti se metoda osvědčila jako vhodný nástroj pro modelování tání snhu. V srážko-odtokových modelech bývá teplotní index velmi často využíván, jelikož data o teplotě vzduchu jsou v tšinou snadno dostupná a mají vztah k energetické bilanci snhové pokrývky. Hlavními vstupy jsou množství srážek v různých pozorovacích bodech a teplota vzduchu, která ovlivňuje tání snhu a výpar.

Metoda teplotního indexu je v hydrologii používána pro modelování odtoku ze snhu především ze čtyř základních důvodů (*Hock, 2003*):

- široká dostupnost dat o teplotě vzduchu
- poměrně jednoduchá interpolace a předpoklady možnosti teploty vzduchu
- navzdory její jednoduchosti disponuje dobrými výsledky simulací
- jednoduchost výpočtu

Navzdory jednoduchosti metody jsou modely založené na degree-day osvědčeným nástrojem pro modelování tání snhové pokrývky. Nicméně dva základní nedostatky jsou evidovány:

- 1) Ačkoliv metoda pracuje s dlouhými časovými řadami, jejich přesnost se snižuje s rostoucím časovým rozlišením.
- 2) Prostorová variabilita pro rychlost tání snhu se mění v závislosti na topografických podmínkách (zastínění, sklon, úhel dopadu slunečních paprsků).

Velké množství operativních modelů odtoku spoléhá právě na metodu teplotního indexu pro modelování odtoku ze snhové pokrývky jako například HVB, HEC - HMS, SRM, UBC, HYMET, NWSRFS a nebo dokonce také verze koncepčního modelu SHE.

V metodě teplotního indexu je tání snhu funkcí teploty vzduchu a dává se vyjádřit následujícími vztahy (rovnice 1 a 2):

$$\bullet M = a * (T - T_C) \quad (1)$$

$$\bullet M = a * T \quad (2)$$

kde a je teplotní faktor ($\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$) – udává úbytek vodní hodnoty snhové pokrývky M ($\text{mm} \cdot \text{den}^{-1}$) za jeden den způsobený změnou o 1°C teploty T nad kritickou teplotou T_C nad kterou začíná proces tání snhu. Parametr T v druhé rovnici představuje pouze kladných stupňů-dnů (*Hrušková, 2006*).

Metoda teplotního indexu v níž kterých případech zohledňuje i radiaci (*Beven, 2001*):

$$\bullet M = a * (T - T_C) + (R_n / m) \quad (3)$$

kde $R_n (\text{W} \cdot \text{m}^{-2})$ je radiace a m je latentní teplo tání ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$).

Teplotní faktor m že také zohlednit, zda se nachází sníh v lese nebo na volném prostranství (*Kuusisto, 1980*):

- Obecn : $a = 1,1 \cdot (\rho_s / \rho_w)$ (4)

- Les: $a = 1,04 \cdot (\rho_s / \rho_w) - 0,07$ (5)

- Otev ené prostranství: $a = 1,96 \cdot (\rho_s / \rho_w) - 0,239$ (6)

kde ρ_s - hustota sn hu [kg.m⁻³]

ρ_w hustota vody [kg.m⁻³]

Ze vztahu vyplývá, že v lese jsou hodnoty a p ibližn o 50% nižší než na otev ené ploše. P i emž hustota sn hu se zvyšuje z 200 na 400 kg.m⁻³ a degree-day faktor se m ní p ibližn z 0,22 na 0,44 cm.°C⁻¹.d⁻¹ b hem jarní sezóny (*WeDalle, Rango, 2008*).

V tšina model založených na teplotním indexu pracuje v denním kroku, který eliminuje pot ebu simulovat procesy ve sn hové pokrývce, jež vykazují z etelný denní chod (nap . tok tavné vody, opakované rozmrzání a zamrzání povrchu sn hové pokrývky). Problém vzniká p i rozhodování, jakou st ední hodnotu teploty vzduchu použijeme do modelu. Využití st ední denní teploty vzduchu m že být matoucí b hem teplotního kolísání kolem bodu mrazu. St ední teplota nemusí ukazovat žádné tání, ale p esto mohly nastat podmínky k tání sn hu b hem dne. Z tohoto d vodu bude degree-day faktor nadhodnocený.

Degree-day faktor je vypo ítán bu z p ímého m ení sn hovým lyzimetrem, nebo z energetické bilance.

2.5.2. Metoda energetické bilance (Energy Balance Model)

Druhý p ístup k modelování sn hové pokrývky se opírá o energetickou bilanci neboli fyzikální popis vým ny energie na rozhraní prost edí atmosféra – sníh – p da. Nejd ležit jší vým na energie probíhá na rozhraní sníh – vzduch (zvlášt b hem období tání) (*Hrušková, 2006*).

Z fyzikálního hlediska jsou metody založené na energetické bilanci p esn jší, protože podrobn ji popisují jednotlivé procesy probíhající ve sn hové pokrývce, vyžadují ale velké množství vstupních údaj , které jsou požadovány na kalibraci, validaci i vlastní modelování. V praxi obvykle nemáme k dispozici pot ebná m ení v terénu a pro výpo ty parametr se vyžadují ur ítá zjednodušení.

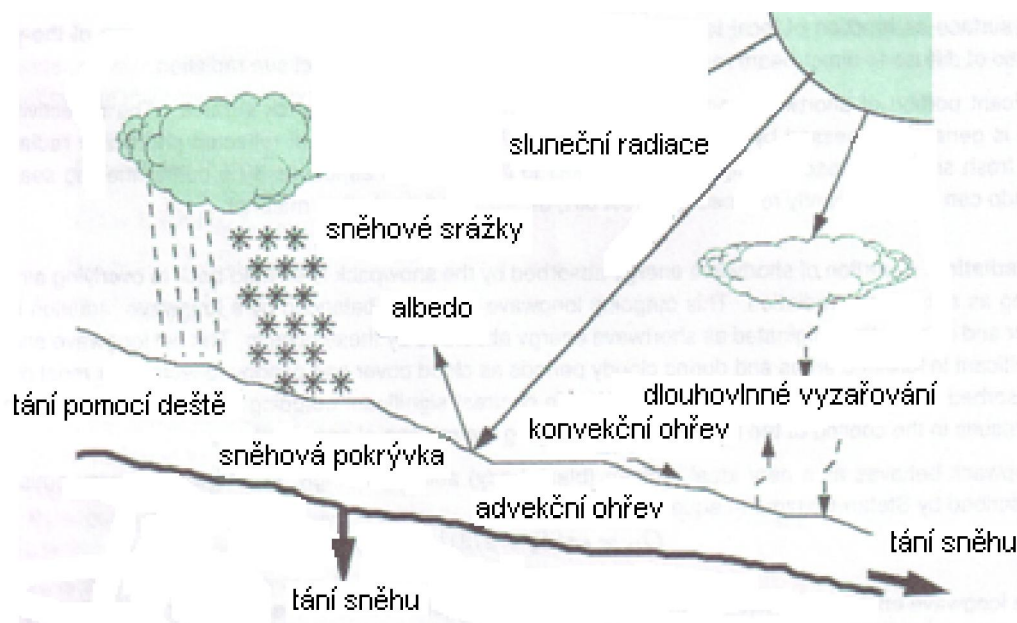
Energetická bilance sn hové pokrývky je ur ována r znými procesy vým ny tepla. Sníh absorbuje slune ní krátkovlnné zá ení, které je áste n blokované obla ností a áste n

odráženo povrchem snhové pokrývky. Dlouhovlnné tepelné výměny probíhají mezi snhovou pokrývkou a jejím okolním prostředím, které tvoří vzduchová hmota, vegetace a mraky. Sensitivní výměna tepla je řízena teplotním gradientem a rychlostí větru. Déšť dopadající na sníh může být značným tepelným zdrojem do snhové pokrývky (obrázek 2-6). K obecně zanedbatelné výměně tepla dochází mezi snhovou pokrývkou a půdou (Assaf, 2007). Základní složky energetické bilance snhové pokrývky jsou zahrnuty v rovnici 7:

$$Q_m = Q_{mr} + Q_h + Q_e + Q_p + Q_g + Q_q \quad (7)$$

kde	Q_m	energie potřebná pro tání snhové pokrývky	(J.m ⁻²)
	Q_{mr}	radiální bilance (krátkovlnné a dlouhovlnné záření)	(J.m ⁻²)
	Q_h	sensitivní teplo	(J.m ⁻²)
	Q_e	latentní teplo (evaporace, kondenzace nebo sublimace)	(J.m ⁻²)
	Q_p	estup skupenského tepla (energie dodaná srážkami)	(J.m ⁻²)
	Q_g	estup tepla přes rozhraní sníh – půda	(J.m ⁻²)
	Q_q	estup tepla z mrazové hmoty (zmražená vnitřní energie)	(J.m ⁻²)

Obrázek 2-6: Teplo vedené snhovou pokrývkou a přestup tepla z mrazové hmoty



Zdroj: Assaf, 2007, upraveno autorkou

Množství vody z taje snhu M (mm.den⁻¹) je možné spočítat také podle Singha a Singha (2001).

$$M = 0,0031 \cdot Q_m \quad (8)$$

Kladná hodnota Q_m označuje tání snhové pokrývky.

Relativní význam různých procesů přenosu tepla zapojených do tání sněhové pokrývky závisí na časových a místních podmínkách. Například tání pomocí radiace dominuje tam, kde je vítr v klidu, naopak tání v důsledku sensitivního toku převládá při teplém a větrném počasí.

Radiální bilance – krátkovlnné a dlouhovlnné záření

Sluneční záření je hlavním zdrojem krátkovlnné radiace (v rozmezí $\lambda = 0,2 - 3 \mu\text{m}$), naopak pozemské vyzařování je označováno jako dlouhovlnná radiace (mraky, atmosférické plyny, stromy, sněhová pokrývky atd.), kde $\lambda > 3 \mu\text{m}$ s výjimkou $\lambda = 8 - 12 \mu\text{m}$, které je do značné míry pohlcováno vodními parami a CO_2 .

Čistý tok krátkovlnného záření obecně představuje hlavní zdroj energie pro tání sněhové pokrývky (*Krejčí, Zezulák, 2000*). Čistá krátkovlnná radiace (Q_{ns}) je tvořena tokem přichází a odchozí energie stejně jako čistá dlouhovlnná radiace (Q_{nl}) podle rovnic 9 a 10 (*DeWalle, Rango, 2008*):

$$\bullet Q_{ns} = K_i - K_o \quad (9)$$

$$\bullet Q_{nl} = L_i - L_o \quad (10)$$

kde K_i – krátkovlnná radiace

L_i – dlouhovlnná radiace

- přichází a odchozí toky energie

Celkovou radiaci (Q_m) pak získáme rozdílem celkových přichází a odchozí tok energie do/ze sněhové pokrývky (*Singh, 2001*):

$$\bullet Q_m = (1 - \alpha) G + (L_i - L_o) \quad (11)$$

kde α – albedo

G – globální radiace – celkové krátkovlnné sluneční záření (přímé a rozptýlené)

L_i – přichází dlouhovlnná radiace

L_o – odchozí dlouhovlnná radiace

Energie slunečního záření se při průchodu zemskou atmosférou mění kvantitativně i kvalitativně. Jeho intenzita se zmenšuje zejména pohlcováním (absorpcí) a jeho kvalita hlavně rozptylem (difúzí). Absorpce má výrazně selektivní charakter a podílí se na něm především vodní páry a plynné složky vzduchu (dusík, kyslík, ozon, oxid uhličitý). V důsledku pohlcování a rozptylu slunečního záření procházejícího atmosférou dochází k jeho zeslabování neboli extinkci. Zeslabování je závislé na vlnové délce a je nejvyšší v případě krátkých vlnových délek (*Vysoudil, 2004*).

Přítomnost oblaků a vegetačního krytu významně ovlivňuje energetickou bilanci sněhové pokrývky. Přímé i odražené krátkovlnné záření se snižuje se zvyšující se oblačností, zatímco přímé dlouhovlnné záření se zvyšuje se zvyšující se oblačností a odražené dlouhovlnné záření není tolik ovlivněno přítomností mraků (*Singh a Singh, 2001*). Přímá bezoblačná atmosféra je pohlcována krátkovlnnou radiací jen asi 15 % z celkového toku slunečního záření, naopak přímé velké oblaky mohou absorbovat až 90 % tohoto záření. Celkový procentuální podíl závisí na typu a velikosti oblákových částic (*Vysoudil, 2004*). V neposlední řadě má na energetickou bilanci sněhu vliv úhel, pod kterým sluneční paprsky dopadají na sněhovou pokrývkou, což závisí především na zeměpisné šířce a ročním období (zenitový úhel).

Na rozdíl od krátkovlnného záření, které je omezeno pouze na den, dochází k výměnám energie dlouhovlnným zářením ve dne i v noci. Množství a spektrální složení záření jsou funkcí teploty tlesla. Obecně, čím vyšší je teplota, tím větší je množství záření a tím kratší vlny maximální intenzity (*Krejčí, Zezulák, 2000*). Sněh je téměř perfektní černé těleso vzhledem k dlouhovlnnému záření (emisivita $\epsilon = 0,97 - 1,00$), ale má značnou odrazivost v krátkovlnné oblasti záření (albedo od 0,9 pro nový sníh až do 0,5 pro starou sněhovou pokrývkou).

Latentní a senzitivní přenos tepla

Kdykoliv existují teplotní rozdíly mezi atmosférou a povrchem sněhové pokrývky, existuje potenciál pro významný konvektivní přenos tepla v závislosti na teplotním rozdílu obou prostředí, rychlosti větru, drsnosti povrchu a stabilitě vzduchu.

Latentní a senzitivní přenosy tepla jsou turbulentní procesy v mezívrstvě atmosféry. Turbulentní pohyby blízko povrchu sněhu jsou odpovědné za efektivní promíchávání, výměnu hmoty, tepla a hybnosti mezi atmosférou a povrchem sněhu (*Vysoudil, 2004*). Dochází k přenosu vodní páry mezi vzduchem a povrchem sněhu. Nad sněhovým povrchem vodní pára kondenzuje za uvolnění latentního tepla nebo pára uniká povrchem sněhu sublimací přímé uvolnění tepla sněhu. Teplo se většinou šíří z míst, kde je vyšší teplota vzduchu do oblastí s nižší teplotou vzduchu. Především během tání je povrch sněhu obecně chladnější a tak se teplo přenáší ze vzduchu do sněhové vrstvy.

Přestup skupenského tepla – energie dodávána dešiovými srážkami

Dešiové srážky především v jarním období významně přispívají k urychlení tání sněhové pokrývky a přímé vyšších úhrnech mohou být příčinou vzniku velkých povodní. Když dopadne

dešť na povrch sn hu, tak se ochladí na teplotu sn hové pokrývky. Teplo, které se uvolní, je rozdíl mezi energetickým obsahem sn hu před dopadem srážky a po dosažení jeho tepelné rovnováhy. Dešťové srážky mohou ovlivňovat energetickou bilanci sn hové pokrývky těmi způsoby:

- senzitivní teplo dodávané sn hové pokrývce v důsledku relativně teplého deště
- uvolnění latentního tepla v případě, když voda z dešťových srážek ve sn hové pokrývce znovu zamrzne
- kondenzace na sn hové pokrývce v důsledku vysoké vlhkosti spojené s deštivým počasím.

Množství tepla předstoupené do sn hové vrstvy srážkami je závislé na množství, teplotě a průměrném teple srážek.

Přestup tepla přes rozhraní sněh - půda

Tepelná energie uložená do země během letního období je následně využívána v průběhu zimy a především jara k tání nadložní vrstvy sn hu. Tento zdroj energie je oproti ostatním velmi nízký, jelikož půda je obecně špatným vodičem tepla. Teplo dodávané z půdy se nejdužve spotřebovává při dozrávání sn hové pokrývky, aniž by docházelo k jejímu tání. V případě, že teplota báze sn hu je nad 0°C, tepelný tok z půdy zvyšuje její teplotu a přispívá k tání sn hu. Tepelný tok z půdy je obecně ignorován při stanovení denního odtoku, ale při stanovení celosezónního odtoku ze sn hové pokrývky může hrát dodaná energie významnou roli.

Modelování sn hové pokrývky pomocí energetické bilance je ovlivněno i dalšími procesy, jako jsou pohyb tavné vody ve sn hu a metamorfóza sn hových krystalů. Sn hová pokrývka může být s ohledem na vertikální zvrstvení sn hu modelována pro různé vrstvy. Energetická bilance může být řešena v jedné vrstvě (uvažuje se jako celek) nebo ve více horizontálních vrstvách (*Hrušková, 2006*).

2.6. VYUŽITÍ SN HOVÝCH MODELŮ V HYDROLOGICKÉ PRAXI

Povodňové události z let 2000, 2003, 2005 a 2006, které byly způsobeny táním sn hu v kombinaci s intenzivními srážkami, prokázaly nutnost směřování dalšího výzkumu do oblasti modelování sn hových zásob a jejich operativnímu vyhodnocení pro potřeby hlášení a předpovědní povodňové služby. Stávající praxe měření vodní hodnoty sn hu zahrnuje v těsnou týdenní měření ve vybraných srážkoměrných stanicích a zpracování výsledků do

formy odhadu celkových objemů vody akumulovaných ve vybraných povodích (*HMÚ 2009b*).

V operativní hydrologii je dáována přednost matematickým metodám určení odtoku ze snhové pokrývky před primárním měřením jejich parametrů. Sběr dat *in-situ* a jejich následná analýza je časově i fyzicky náročná a obtížná automatizovatelná procedura. Ovšem z hlediska přesnějších simulací je důležité pravidelné vkládání informací terénně naměřených údajů z reprezentativních lokalit do snhového modelu za předpokladu, pokud použitý model poskytuje možnost tyto informace zpracovat (*Krejčí, Zezulák, 2000*).

Pozorování a měření snhové pokrývky v experimentálních povodích v průběhu dalších let přinese vhodný zdroj dat pro řešení dalších důležitých otázek spojených s akumulací a táním snhu a se zpětným vstupem do hydrologických modelů (*Tolasz et al., 2007*).

2.6.1. Operativní služba HMÚ

HMÚ operativně měří a zpracovává informace o zásobě vody ve snhové pokrývce na více než 300 místech v ČR jedenkrát týdně. Měření je pravidelně vyhodnocováno a poříta se množství vody akumulované na určeném území (v tšinou jde o povodí významných nádrží, např. Lipno, Orlík, Nechanice apod.). Pravidelně je vyhodnocováno celkem 32 povodí (operativní vyhodnocení snhových zásob). Informace jsou dále předávány státním podnikům Povodí a jejich dispečinkou zohlední tyto informace při rozhodování o preventivním prázdnění nádrží (*Daňhelka, Jířková, 2005b*).

Hydrologické předpovědi se vytvářejí za pomoci hydrologických předpovědních systémů v cca 200 vodoměrných stanicích rozmístěných na 60 významnějších tocích po celé ČR. Pro předpovědi je na všech pracovištích HMÚ v povodí Labe využíván předpovědní systém AquaLog, na moravských pobočkách model HYDROG a na RPP v Brně MIKE11-FF, který je produktem dánské společnosti DHI a v ČR je upraven a nakalibrován pro povodí Moravy a Bevy.

V předpovědním modelu AquaLog, který je založený na americkém předpovědním systému NWSRFS (National Weather Service Real Time Forecasting System) se pro vytváření a tání snhové pokrývky používají modely RSNWELEV – určený k výpočtu nadmořské výšky, ve které se mění dešové srážky na snhové, tzn. rozhraní dešť – sníh, a SNOW-17 – určený pro simulaci akumulace a tání snhu (*Hanářová, 2006*).

V posledních letech jsou brány do úvahy naměřené hodnoty získané ze třinácti převážně horských nebo podhorských stanic, kde se měří v tzv. „profilech“ vodní hodnota snhu ve

více bodech na volném prostranství i v lese. Tyto údaje pak hrají důležitou roli jako vstupní data do snhových modelů, jelikož mají podstatně větší reprezentativnost než jednobodová měření ze stanic. Předchozí situace se týká experimentálního povodí Jizery v oblasti Jizerských hor a západních Krkonoš pracovištěm HMÚ v Jablonci nad Nisou. V rámci experimentálních povodí je také vyhodnocována funkčnost a spolehlivost přístroj pro kontinuální měření vodní hodnoty snhu – automatických snhových stanic (viz kapitola 2.2.1). Od zimní sezóny 2006/2007 jsou sledovány dva snhové polštáře na stanici Desná-Souš (váhový typ LEC a tlakový typ SOMMER), od zimní sezóny 2007/2008 je pozorován snhový polštář ve stanici Chrástov (váhový typ LEC) a Svratouch (tlakový typ SOMMER). Získaná data jsou porovnávána s konvektivním měřením pomocí kopaných sond a odborných válců (HMÚ, 2009b).

V rámci HMÚ se každoročně vydávají zprávy o hydrometeorologické situaci Rv závislosti na tání snhové pokrývky a možnosti vzniku velkých jarních povodní.

2.6.2. Operativní služba Povodí Ohře, s. p.

Pedkládaná diplomová práce zkoumá z hlediska modelování odtoku ze snhové pokrývky horní část povodíčky Bystřice, která je azena jako levostranný přítokčky Ohře, kterou spravuje Povodí Ohře, s. p. s hlavní pobočkou v Chomutově. Ve své provozní staniční síti Povodí Ohře, s. p. nemá ani výšku, ani vodní hodnotu snhu. K výpočtu těchto základních parametrů využívá datových údajů od HMÚ a pomocí interpolační metody vytváří na celém území povodíčky Ohře „gridovou soustavu“, kde ke každému políčku je při azena vodní hodnota snhu a výška snhové pokrývky. Z takto zjištěných údajů je následně zjištěn celkový objem vody akumulovaný ve snhu. Pro simulaci odtoku je používán hydrologický model HYDROG-S, který v sobě zahrnuje snhový modul. V zimním období 2008/2009 se zaaly výše zmínované komponenty měřit na VD Písečnice a VD Fláje.

Správa Povodí Ohře, s. p. chce v nejbližších letech rozšířit staniční síť, především instalací klimatických stanic, která je v současné době nedostatečná a ovlivňuje chybu v odhadu odtoku ze snhových zásob, které jsou výraznější ve vrcholových partiích Krušných hor. Typickým a stým procesem v této pohraniční horské oblasti jsou doprovodné ledové jevy, které zde působí nemalé potíže.

3. VSTUPNÍ DATA A METODIKA PRÁCE

Následující kapitola se bude zabývat vstupními daty a metodikou práce, která byla využita při řešení problematiky celistvého přístupu k modelování vodní hodnoty sněhu (SWE) a odtoku ze sněhové pokrývky v předkládané diplomové práci. První kapitola se věnuje bližší charakteristice hydrologického modelu HEC-HMS verze 3.4 a přehledu použitých modelovacích metod, následuje kapitola o podkladových datech a metodách jejich zpracování. Stručná fyzicko-geografická charakteristika modelového povodí Bystřice je shrnuta v poslední kapitole.

3.1. CHARAKTERISTIKA HYDROLOGICKÉHO MODELU HEC-HMS

3.1.1. OBECNÁ CHARAKTERISTIKA

Hydrologický modelovací systém HEC-HMS (*Hydrologic Engineering Center – Hydrologic Modeling System*) je pokračovatelem známého modelu HEC-1 vyvíjeným od 60. let sediskem pro hydrologický výzkum armády USA. HEC-HMS byl vytvořen pro simulaci srážko-odtokových procesů v povodí a podle klasifikace *Beven (2001)* ho řadíme mezi deterministické, konceptní modely. Využívá především celistvý (lumped) přístup, avšak některé komponenty mohou být řešeny distribuovanou formou jako například metoda *ModClark* pro výpočet přímého odtoku. Cílem předkládané diplomové práce je použití celistvého přístupu modelu HEC-HMS a porovnání simulovaných výsledků vodní hodnoty sněhu a odtoku ze sněhové pokrývky s naměřenými údaji a tím vystihnout celkovou bilanci akumulace a tání sněhu za několik zimních období.

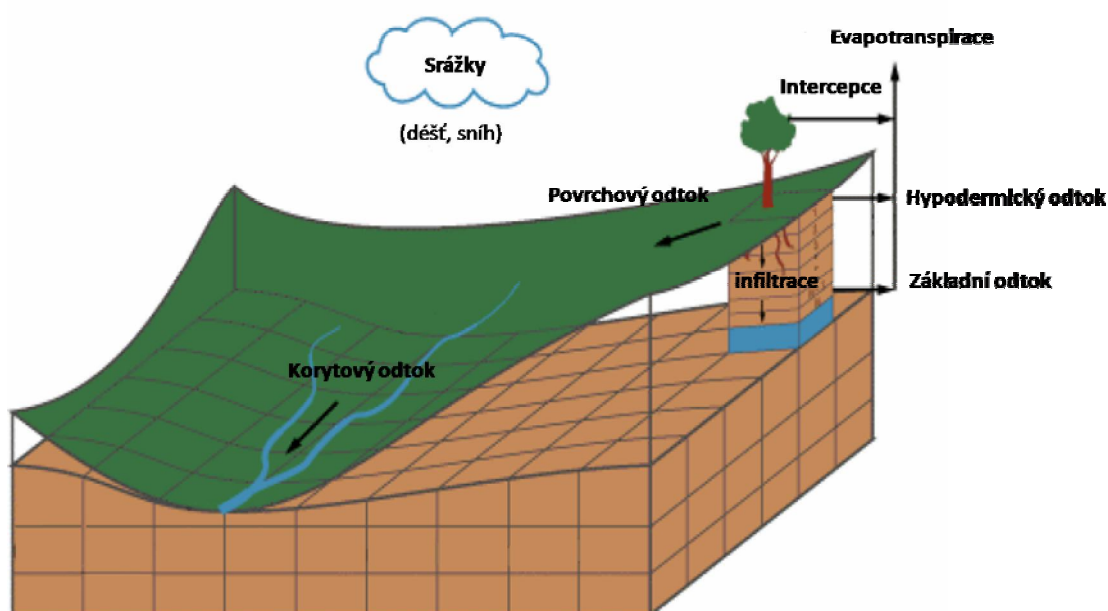
Pro zpracování prostorových vstupních dat do hydrologického modelu HEC-HMS bylo využito programu ArcGIS verze 9.3 firmy ESRI, pro výpočet některých hydrologických charakteristik byla použita především jeho nadstavba *ArcHydro Tools*. K vizualizaci a ke zpracování časových řad a výsledků simulací využívá model databázový systém *HEC-DSSVue* verze 2.2.

Model je volně přístupný pro komerční účely včetně kompletní dokumentace na internetové adrese <http://www.hec.usace.army.mil/>. Z tohoto důvodu byl také HEC-HMS již aplikován v práci *Jeníková (2009b)*, *Růžkové (2009)* nebo *Taufmannové (2009)* na Katedře fyzické geografie a geoekologie P F UK v Praze.

3.1.2. STRUKTURA A KOMPONENTY MODELU

Matematický model hydrologického procesu představuje kvantitativní vztah mezi výstupními a vstupními stavovými veličinami, jedná se v podstatě o vstupní-výstupní transformaci přírodní srážky do výsledného odtoku (*WMO, 1994*). V hydrologických modelech je povodí obecně členěno do několika zón (hypotetických nádrží), zpravidla vertikálně uspořádaných (*Buchtele, 2002*). Obecná struktura hydrologického modelu je znázorněna na obrázku 3-1.

Obrázek 3-1: Obecná struktura hydrologického modelu



Zdroj: Diglio, 2004, upraveno autorkou

Hydrologický model HEC- HMS pro simulaci srážko-odtokového procesu využívá několik základních komponent, které odpovídají následující struktuře:

- Model povodí (*Basin Model*) zahrnuje jednotlivé složky hydrologického systému. Povodí je rozděleno na dílčí povodí (*Subbasin*), ke kterým se vztahují jednotlivé části hydrologického cyklu (např. výpočet objemu odtoku, průměrného odtoku) a jsou propojeny pomocí hydrologických elementů (např. *Junction, Reach*).
- Meteorologický model (*Meteorologic Model*) zahrnuje analýzu srážek, evapotranspirace a především umožňuje hodnocení tání snhové pokrývky (*Snowmelt Model*).
- Manager simulací (*Control Specifications Manager*)
- Ostatní komponenty (např. *Time-Series Data, Paired Data*)

3.1.3. P EHLED POUŽITÝCH MODELOVACÍCH METOD

Pro stanovení výše uvedených komponent je možné použít celou řadu modelovacích technik pro jednotlivé části hydrologického cyklu (tabulka 1).

Tabulka 1: Přehled modelovacích metod hydrologického modelu HEC-HMS

Dílčí povodí (Subbasin)			Úsek toku (Reach)	
transformace odtoku	přímého výpočet objemu odtoku	odvození odtoku	základního	korytový model
Clark's UH	Deficit and Constant Rate (DC)	Bounded Recession		Kinematic Wave
Kinematic Wave	Exponential	Constant Monthly		Lag
ModClark	Green and Ampt	Linear Reservoir		Modified Puls
SCS UH	Gridded DC	Nonlinear Boussinesq		Muskingum
Snyder's UH	Gridded SCS CN	Recession		Muskingum-Cunge
User-Specified S-Graph	Gridded SMA			Straddle Stagger
User-Specified UH	Initial and Constant Rate			
	SCS Curve Number (CN)			
	Smith Parlange			
	Soil Moisture Accounting (SMA)			

Zdroj: HEC-HMS 3.4

V prostředí modelu HEC-HMS pro výpočet přímého odtoku (*Direct-Runoff Model*) byla použita metoda Clarkova jednotkového hydrogramu (*Clark UH*), pro výpočet objemu odtoku (*Runoff-Volume Model*) byla použita metoda SCS Curve Number, pro stanovení podzemního odtoku (*Baseflow Model*) byla aplikována metoda exponenciálního poklesu a korytový odtok byl modelován metodou *Muskingum-Cunge*.

Nejdležitější modelovací technikou v předkládané práci byl sněhový model, konkrétně se jednalo o metodu teplotního indexu (*Temperature Index*), která popisuje akumulaci a tání sněhu na základě průměrných vstupních údajů o teplotě vzduchu a úhrnu srážek pro jednotlivá subpovodí, které se zadávají do meteorologického modelu.

Všechny výše vybrané modelovací metody a odhad jejich vstupních parametrů do srážko-odtokového procesu budou podrobně popsány v kapitole 3.2.2.

3.1.4. KALIBRACE A VERIFIKACE MODELU

Kalibrace modelu je jednou z nejdležitějších a zároveň nejkomplikovanějších částí procesu hydrologického modelování a je s ní spojena spolehlivost výsledných simulací hydrologického modelu. Kalibrace neboli optimalizace modelu je proces, kdy se na základě známých údajů stanovují parametry modelu (*Bedient, Huber, 1988 in Hrušková 2006*). V ideálním případě by měly parametry modelu vycházet z terénně naměřených dat, avšak pro

získání odhadu reakce v tšho povodí na ur itou hydrologickou událost je tento zp sob získání parametr nereálný, a proto je tém vždy pot ebná jejich kalibrace. Cílem kalibrace je nalézt optimální sadu parametr , která vede k nejlepší shod mezi modelovanými a pozorovanými veli inami (*Beven, 2001*).

Kalibraci modelu lze provést manuáln nebo s využitím r zných automatizovaných technik. V obou p ípadech je nutné stanovit okrajové podmínky, kterých m že parametr nabývat. Nevýhodou manuální kalibrace je její asová náro nost a výsledky ásto závisí na zkušenostech hydrologa, který kalibraci provádí. ásto dochází i k n kolika kalibracím stejných událostí než se najde optimální sada parametr , protože zm na jednoho parametru se dá kompenzovat opa nou zm nou jiného a tak ešení bývá ásto nejednozna né. Srážko-odtokový model HEC-HMS umož ůje jak manuální tak automatickou kalibraci, která využívá dv metody – Univariate gradient a Nelder Mead (*Feldman, 2000*).

Za každou kalibrací by m la následovat i její verifikace, v odborné literatu e se m žeme setkat také s pojmem validace, kdy se odvozené parametry testují na jiné asové ad , než pro kterou byly vygenerovány.

Úsp šnost modelování byla pro p edkládanou diplomovou práci vyhodnocena na základ následujících standardních objektivních kritérií, která se využívají v hydrologii pro hodnocení hydrologických model :

- Nash-Sutcliffe koeficient – E (*Nash, Sutcliffe, 1970*)

$$E = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_o^t - Q_m^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_o^t - \overline{Q_o})^2} \quad (12)$$

kde Q_o – pozorovaný pr tok v áse t, [m³.s⁻¹]

Q_m – modelovaný pr tok v áse t, [m³.s⁻¹]

$\overline{Q_o}$ – pr m rný pozorovaný pr tok, [m³.s⁻¹]

- Procentní objemová chyba – VE (*Da helka et al., 2003*)

$$VE = \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - Q_i)}{\sum_{i=1}^n Q_i} \cdot 100 \quad [\%], \quad (13)$$

kde S_i – vypočítaný průtok

Q_i – měřený průtok

- Relativní chyba kulminace – MF (Dahelka et al., 2003)

$$MF = \frac{S_{max,i} - Q_{max,i}}{Q_{max,i}} \cdot 100 [\%], \quad (14)$$

kde $S_{max,i}$ – maximální vypočítaný průtok

$Q_{max,i}$ – maximální naměřený průtok

Kalibrace a následná verifikace modelu je spojena s řadou problémů a nejistot. Úspěšnost procesu kalibrace je úzce spjata také s výběrem kalibračního období, tedy volbou časového ale i prostorového měřítka.

Všeobecně je proces kalibrace a verifikace aplikován na vybraná povodí, aby se docílilo optimálního nastavení modelu a ten mohl být použit pro modelování jiných podobných událostí na zkoumaném povodí. Cílem předkládané diplomové práce však nebylo pouze vhodné nastavení modelu, ale spíše se zaměřit na výsledky simulací pro jednotlivé události a porovnat průběh akumulace a tání snhové pokrývky během celého zimního a následně porovnat mezi sebou i jednotlivé zimy. Především vývoj parametru vodní hodnoty snhu, který je v téžinou určující pro množství a velikost odtoku při tání snhu v jarních měsících.

3.2. PODKLADOVÁ DATA A METODY JEJICH ZPRACOVÁNÍ

Hydrologické modely vyžadují pro svůj běh velké množství kvalitních dat, které se nejlépe a nejrychleji zpracovávají v geoinformačních systémech. Celistvý přístup v modelu HEC-HMS vyžaduje rozdělení zájmového povodí na dílčí povodí (subpovodí), kterým jsou přiřazeny průtokové hodnoty potokových vstupních parametrů. Před vlastním zadáním parametrů do modelu přechází proces jejich zpracování. Na přesnosti jednotlivých výpočtů závisí výsledné simulace odtoku.

Pro přípravu vstupních dat a charakteristik povodí do hydrologického modelu HEC-HMS byl použit program *ArcGIS 9.3* firmy ESRI a jeho nadstavby *Spatial Analyst*, *3D Analyst*, *ArcHydro Tools* a nadstavba komunikující s použitým modelem *HEC-GeoHMS 4.2*. Následné statistické zpracování vytvořených podklad probíhalo v *MS Excel 2003*, výstupem byla data tabulek a grafů. Grafické úpravy obrázků probíhaly v *MS PowerPoint 2007* a v

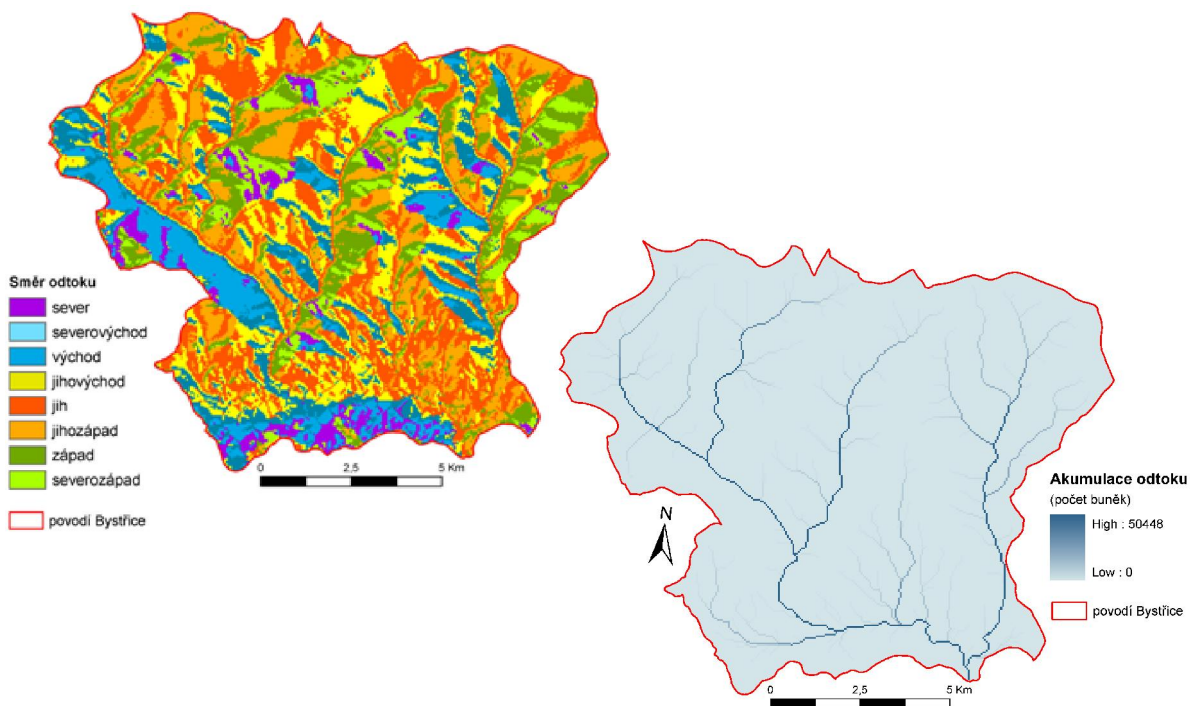
nástroji *Malování*. Zadávání vstupních dat do modelu, simulace srážko-odtokových vztahů, kalibrace a optimalizace parametrů se prováděla v hydrologickém modelu *HEC-HMS 3.4*.

3.2.1. Digitální model terénu

Jako digitální model terénu (dále jen DMT) byl pro předkládanou práci použit vektorový model DMÚ 25, který byl vytvořen na základě map Vojenského geografického a hydrometeorologického úřadu (VGHMÚ) Geografické služby Armády České republiky (GeoSIA R). Z linií byla tvořena triangulační síť TIN, která byla následně funkcí „*TIN to Raster*“ v *3D Analyst* převedena do formátu GRID s prostorovým rozlišením 50 m. Pro další práci s DMT bylo využito extenze *ArchHydro Tools*, která slouží k výpočtům, na kterých hydrologických charakteristik založených na analýze digitálního modelu terénu.

V první řadě byl z rastrového DMT vytvořen hydrologicky korektní model terénu, tzn., že došlo k vyplnění bezodtokých sníženin pomocí funkce „*Fill Sinks*“, dále byly vytvořeny směry odtoku vody z každého pixelu („*Flow Direction grid*“) a vytvořen byl také rastr zobrazující akumulaci vody v každém jeho poli, tzn., že každé buňce v rastru byl přiřazen počet buněk, ze kterých voda odtéká do dané buňky („*Flow accumulation grid*“). Na obrázku 3-2 jsou zachyceny rastry směru a akumulace odtoku.

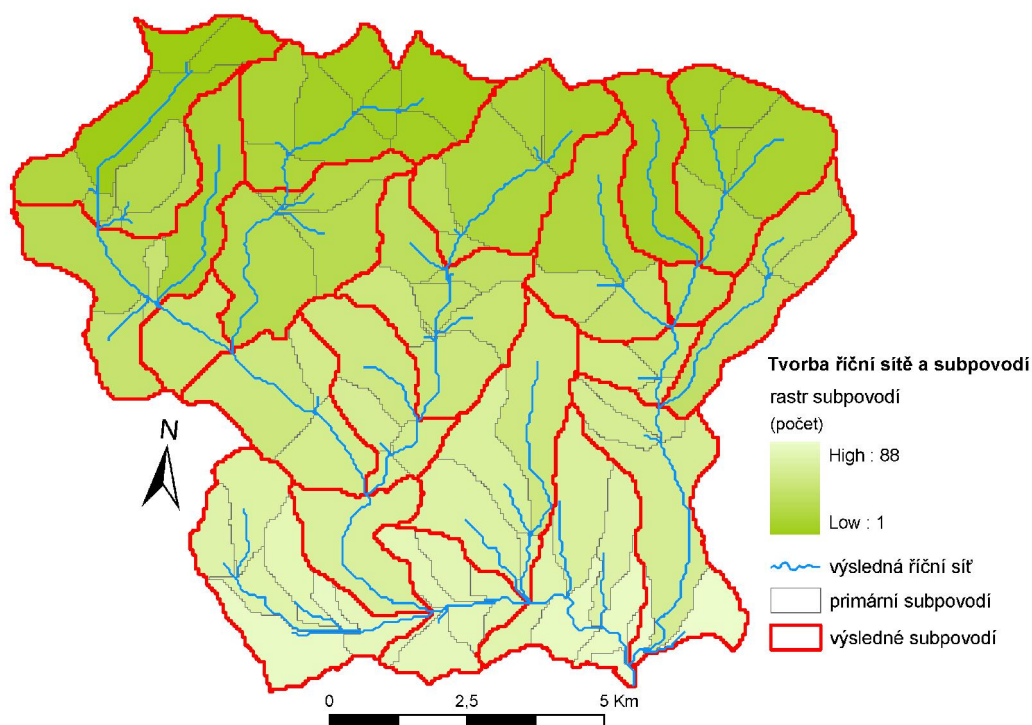
Obrázek 3-2: Rastry směru odtoku a akumulace odtoku



Zdroj dat: DIBAVOD, DMÚ 25, VÚV T.G.M.; vlastní zpracování

Pro definici toků s hodnotou akumulace vody v tšii než je definovaný práh (udáváný bu po tem, nebo plochou uvažovaných pixel) byla použita funkce „*Stream Definition*“. Na základ prahové hodnoty a vytvo ené í ní síť je pak povodí d leno na jednotlivá subpovodí. ím je prahová hodnota nižší, tím je í ní síť podrobn jší a rozd lena na v tšii po et subpovodí. Pro naši pot ebu byla zvolena hodnota 300px neboli 0,75 km². Pomocí funkce „*Stream Segmentation*“ byl tok rozd len do jednotlivých orientovaných í níh úsek ů a byly ur eny soutoky, které odd lovaly jednotlivé í ní segmenty. Pro každý í ní úsek bylo vytvo eno konkrétní subpovodí prost ednictvím funkce „*Catchment Grid Delineation*“. Poté následovalo p evedení rastru subpovodí na vektorovou vrstvu tzn. vytvo ení rozvodnic („*Catchment Polygon Processing*“) a p evedení také rastru í níh úsek ů na liniovou vrstvu vodních tok ů („*Drainage Line Processing*“). Posledním krokem byla provedena automatická agregace povodí („*Adjoint Catchment*“). Výsledné rozd lení povodí Byst ice na jednotlivá subpovodí a její výsledná í ní síť , která vstupuje do modelu HEC-HMS je znázorn ěna na obrázku 3-3.

Obrázek 3-3: Výsledná í ní síť a subpovodí vstupující do modelu HEC-HMS



Zdroj dat: DIBAVOD, DMÚ 25, VÚVT.G.M.; vlastní zpracování

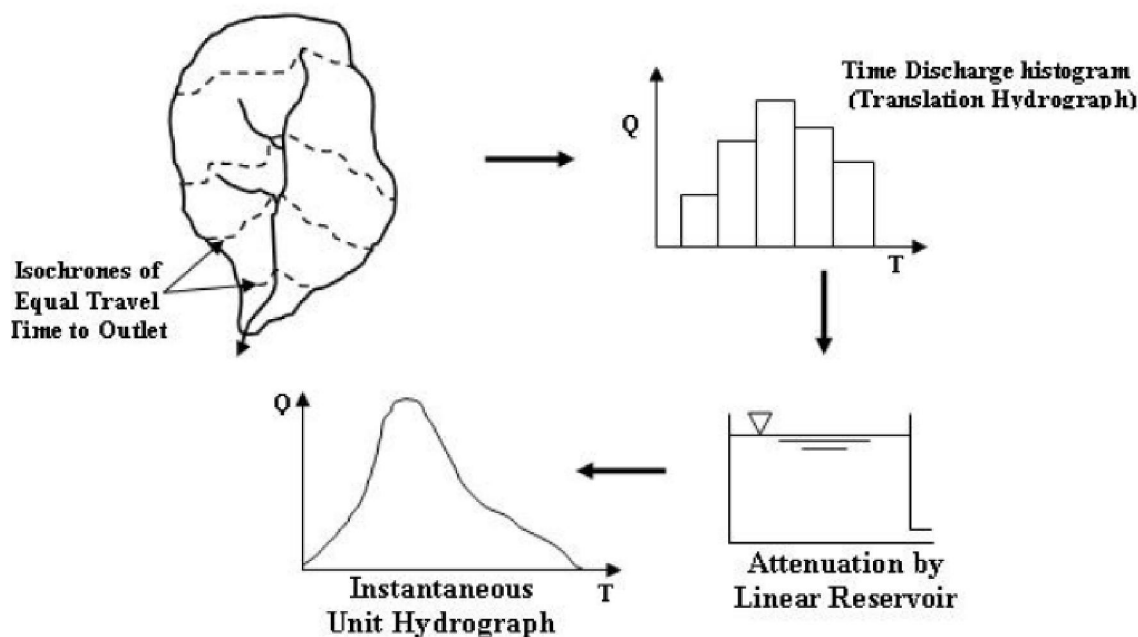
3.2.2. METODY MODELU A ODHAD JEJICH PARAMETR

3.2.2.1. Model p ímého odtoku – Clark Unit Hydrograph

Metoda Clarkova jednotkového hydrogramu (*Clark Unit Hydrograph Method*) je jedna z mála metod, která je široce zavedena a používána k simulaci srážko-odtokového procesu v modelu HEC-HMS (*Kull, Feldman, 1998*). Jednotkový hydrogram pracuje na principu empirického modelu (kvazi-koncep ní p ístup), který je založen na odezv p povodí na efektivní jednotkovou srážku s jednotkovým objemem a její výška je rovnom rn rozložena po ploše povodí a je konstantní b hem asového intervalu (*Beven, 2001*). Po ítá tedy s transformací efektivní srážky na p ímý odtok, která zap í i uje snížení maxima povodíové vlny v d sledku krátkodobého zadržení vody v povodí.

Zájmové povodí je rozd leno do n kolika díl ích povodí odkud je brána stejná doba dotoku vody do záv rového profilu po srážkové události. Z jednotlivých subpovodí je vytvo en hydrogram asového rozd lení odtoku z jednotky efekktivní srážky a z n ho se p es lineární nádrž vypo te výsledný odtokový hydrogram z celého povodí (*time-area hydrograph*, obrázek 3-4). Podrobn jší charakteristika metody jednotkového hydrogramu je popsána v publikaci *Kulla a Feldmana (1998)* nebo *Bevena (2001)*.

Obrázek 3-4: Clarkov v jednotkový hydrogram



Zdroj: Kull, Feldman, 1998

Průběh metody závisí na dvou základních parametrech T_c (tzn. „*Time of Concentration*“, tedy doba koncentrace) a R_c (tzn. „*Storage Coefficient*“, tedy retenční konstanta). Doba koncentrace určuje rychlost nástupu a tvar povodňové vlny a stanoví se pomocí charakteristiky doby dohodu T_{lag} (*Lag time*), která byla vypočítána podle metodiky *Soil Conservation Service (SCS)*.

$$T_{lag} = \frac{L^{0,8} \cdot (S+1)^{0,7}}{1900 \cdot \sqrt{P}}, [\text{hod}] \quad (15)$$

kde L je maximální délka toku ve stopách, S je potenciální maximální retence v palcích a P je sklon povodí v %. T_c se stanoví pak jednoduchým výpočtem pomocí rovnice 16.

$$T_{lag} = 0,6 \cdot T_c, [\text{hod}] \quad (16)$$

Retenční konstanta R_c simuluje dobu zdržení v povodí a byla stanovena podle metodiky USGS (*U. S. Geological Survey; Straub et al., 2000*).

$$R_c = A \cdot L^B \cdot S_{1085}^C, [\text{hod}] \quad (17)$$

kde L je maximální délka toku v mílech, S_{1085} je průměrný sklon ve stopách na míli mezi 10 a 85 % maximální délky údolnice. Koeficienty A , B a C představují parametry odvozené pro malá povodí ve státě Illinois. Pro podmínky v České republice byly na HMÚ koeficienty upraveny na hodnoty $A=80$, $B=0,342$ a $C=-0,79$ (*Šercl, 2009*).

Pro výpočet hodnot doby koncentrace a retenční konstanty pro dílčí povodí bylo zapotřebí zjistit, kolik parametrů, které vycházely z analýzy DMT a k jejich konstrukci byla použita extenze *ArchHydro Tools* programu ArcGIS 9.3.

3.2.2.2. Metoda objemu odtoku - SCS Curve Number

Metoda SCS CN (*Soil Conservation Service Curve Number Method*) byla vyvinuta americkým ústavem pro ochranu půdy proti její erozi následkem pívalových srážek na zemědělských pozemcích (*USACE, 1994; Feldman, 2000*). Metoda slouží pro výpočet efektivních srážek (rovnice 16) a tedy odtokové ztráty pomocí CN křivek založených na využití území (land use), vlastnostech půdy, vegetačním pokryvu (land cover) a hydrologické skupin půd (HSP). Princip metody CN křivek je podrobně popsán v literatuře (např. *Feldman, 2000; Beven, 2001; Šercl, 2006*).

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S}, [\text{mm}] \quad (18)$$

kde P_e je kumulativní efektivní úhrn srážek vase t, P je kumulativní úhrn srážek vase t, I_a je poáte ní ztráta a S je potenciální maximální retence p dy, která je vypo tena podle rovnice 17 z ísla CN k ivky.

$$S = \frac{25400 - 254 \cdot \text{CN}}{\text{CN}}, [\text{mm}] \quad (19)$$

Poáte ní ztráta I_a (*Initial Abstraction*) je vyjád ená sou tem ztrát vzniklých intercepceí a akumulací vody v mikroděpresích do okamžiku, než dojde k vytvo ení p ímého odtoku. Odhaduje se implicitn na základ potenciální maximální retence S s použitím vztahu z rovnice 18. Výsledný parametr je v tšinou upravován kalibra ním procesem.

$$I_a = 0,2 \cdot S, [\text{mm}] \quad (20)$$

Pro vytvo ení hodnot CN (*Curve Number*) byla použita metoda CN-k ivek podle Ing. Petra Šercla, Ph.D., výzkumného pracovníka HMÚ (*Šercl, 2006*). Ke zpracování byla nutná data krajinného pokryvu (databáze CORINE – Landcover z roku 2000 vytvo ená analýzou družicových snímk ; *EEA, 2010*), data hydrologických skupin p d (dále jen HSP) a data pro ur ení sklonitosti území.

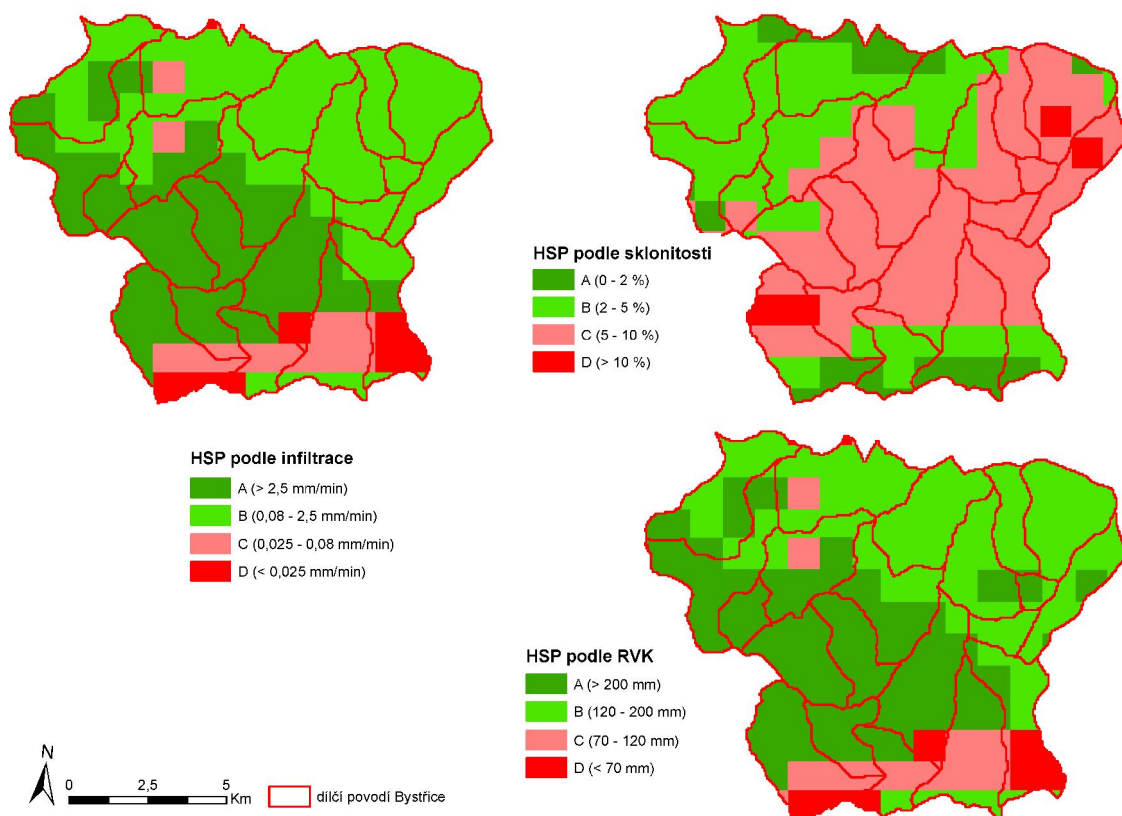
Prvotním krokem bylo vytvo ení rastru sklonu území (*Spatial Analyst*), p eklasifikovat (*Reclassify*) ho dle intervalu 1 = t ída A, 2 = t ída B atd. a p evést na polygon (*Raster to Polygon*) V dalším kroku došlo k slou ení vrstev HSP se sklonem území (*HSP_vse*) a poté s CORINE Landcover (*HSP_COR*) pomocí funkce *Union*. Výsledná vrstva *HSP_COR* byla o íznuta podle modelového povodí Byst ice (*Clip*). Pro povodí Byst ice se vygenerovaly t i mapy HSP kategorizované podle rychlosti infiltrace, reten ní vodní kapacity (dále jen RVK) a sklonitosti území (obrázek 3-5).

Polygon m HSP klasifikovaným dle jednotlivých charakteristik byly p i azeny hodnoty CN s využitím tabulky uvedené v p íloze 1. Podle metodiky *Šercla (2006)* byl spo ítán pr m r z hodnot CN odvozených z kategorizací HSP dle infiltrace, RVK a sklonitosti území (*CN_PRUMER*) a spolu s hodnotami CN pro infiltraci (*CN_INF*) (obrázek 3-6) byla následn ur ena výsledná hodnota CN (*CN_IL VYSLEDNA*) ur ená jako vyšší z hodnot *CN_PRUMER* a *CN_INF*.

Výsledná vektorová vrstva *CN_IL VYSLEDNA* (obrázek 3-7) byla p evedena do rastrové podoby (*Polygon to Rastr*) a pomocí funkce „*Zonal Statistics*“ byla vypo ítána pr m rná

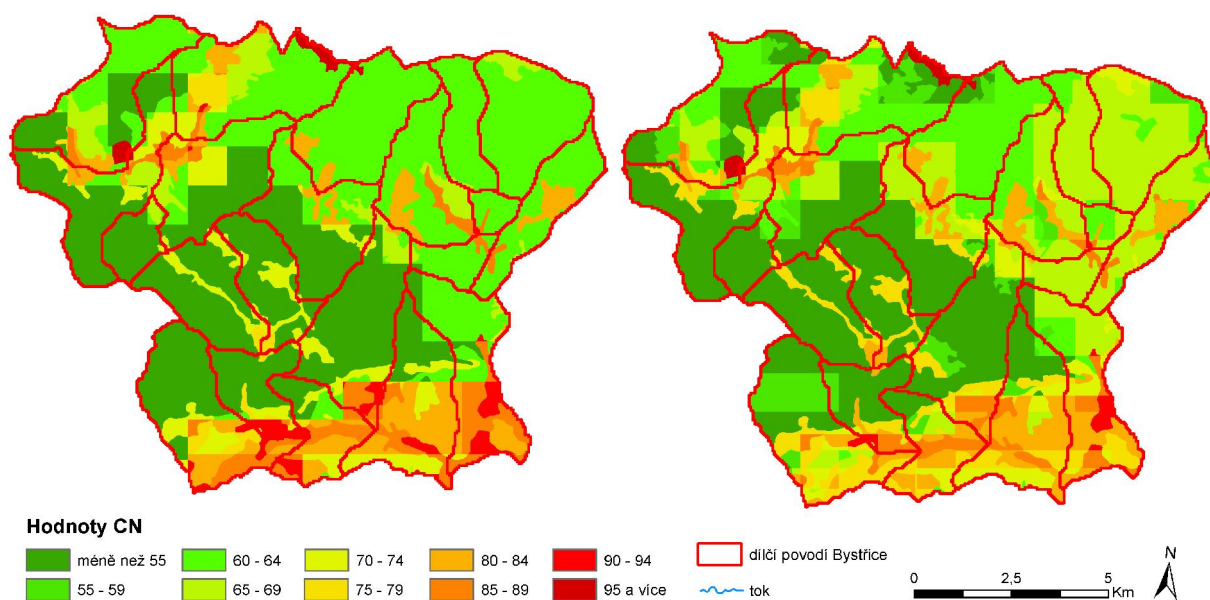
hodnota CN ísla pro jednotlivá subpovodí, které jsou nutné pro výpočet doby koncentrace pro metodu *Clark UH*.

Obrázek 3-5: HSP dle infiltrace, RVK a sklonitosti území



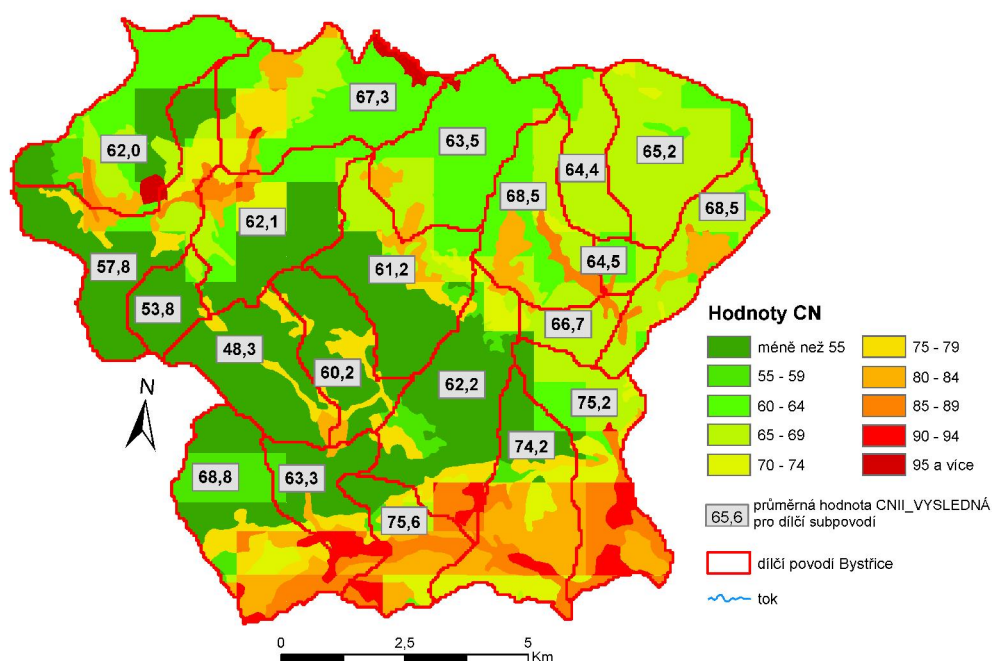
Zdroj dat: DIBAVOD, VÚV T.G.M., vlastní zpracování

Obrázek 3-6: Hodnoty CN pro CN_INF a CN_PRUMER



Zdroj dat: DIBAVOD, VÚV T.G.M., vlastní zpracování

Obrázek 3-7: Hodnoty CN pro CN_{IL} VYSLEDNÁ



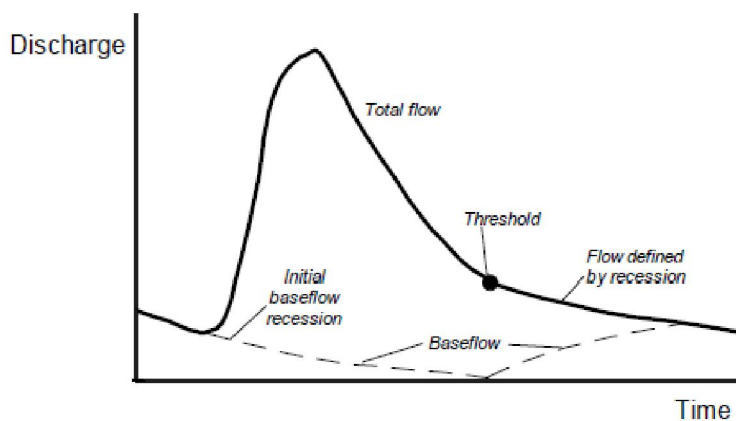
Zdroj dat: DIBAVOD, VÚV T.G.M., vlastní zpracování

3.2.2.3. Metoda základního odtoku – Recession

Pro výpočet základního odtoku (*Baseflow Model*) byla použita metoda exponenciálního poklesu (*Recession*) založená na předpokládaném chování vodních toků v přírodě, kdy odtok v korytě postupně exponenciálně klesá po většiny srážkové epizody.

V praxi dochází k separaci hydrogramu, tedy k oddělení základního odtoku od přímého (obrázek 3-8). Základní odtok je funkcí předchozího nasycení, proudění vody v zóně saturace a je řízen Darcyho zákonem.

Obrázek 3-8: Metoda exponenciálního poklesu



Zdroj: Feldman, 2000

Poklesová křivka, nazývána též výtoková křivka, je určena následujícím vztahem (Feldman, 2000):

$$Q_t = Q_0 \cdot K \quad (21)$$

kde Q_t – velikost odtoku v nasycené zóně v daném čase t , [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

Q_0 – poáte ní základní odtok, [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

K – poklesová konstanta (stanovuje rychlost poklesu), [-]

Hydrologický model HEC-HMS vyžaduje následující vstupní parametry:

- poáte ní minimální průtok (*Initial Discharge*)
- poklesovou konstantu (*Recession Constant*)
- prahovou hodnotu (*Threshold Type*)

Poklesová konstanta vyjaduje podíl mezi poáte ním a koncovým odtokem v určitém časovém intervalu a ilustruje tak rychlost poklesu. Tento parametr je kalibrovatelný a jeho hodnota byla pro všechny subpovodí stanovena na 0,85, což doporuuje manuál programu. Stejným způsobem byla zvolena prahová hodnota dle manuálu na 0,1. Vyjaduje hodnotu průtoku vzhledem k velikosti kulminace, od které dochází ke zvýšenému základnímu odtoku na poklesové větvi hydrogramu.

Poáte ní minimální průtok pro subpovodí byl pro účely této práce vypočten jako poáte ní průtok na začátku simulačního období vážený plochou jednotlivých dílčích povodí (podle Jeníka, 2008).

3.2.2.4. Metoda korytového odtoku - Muskingum-Cunge

Pro modelování pohybu vody v korytě (*Channel model*) byla v modelu HEC-HMS vybrána metoda Muskingum-Cunge, která je fyzikálně založena a zohledňuje jednotlivé parametry koryta. Základem metody je aproximace dvou pohybových rovnic známých jako Saint-Venantovy rovnice (Feldman, 2000):

- rovnice kontinuity (*continuity equation*):

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_L \quad (22)$$

- difúzní aproximace výtoku hybnosti (*momentum equation*):

$$S_f = S_0 - \frac{\partial y}{\partial x} \quad (23)$$

kde A je plocha pr to ného koryta, x je délka úseku, Q znázor uje pr tok, t vyjad uje as, q_L je bo ní p ítok, S_b je sklon dna, S_o vyjad uje sklon hladiny a y je hloubka v rámci úseku.

Metoda vyžaduje zadání délky úseku, sklonu úseku, Manningova sou initele drsnosti pro levý i pravý b eh v etn koryta a p í ný profil koryta a údolní nivy (obrázek 3-9). Manning v sou initel drsnosti je ur ován na základ tabulkových hodnot (*Bruner, 2008*). Model HEC-HMS nabízí tvar p í ného profilu jako osmibodové, obdélníkové, lichob žníkové nebo trojúhelníkové schéma koryta.

Obrázek 3-9: Parametry metody Muskingum-Cunge

Parameter	Value	Description
*Length (FT)	13300	Délka í ného úseku
*Slope (FT/FT)	0.003	Sklon í ného úseku
*Manning's n:	0.035	Manning v sou initel drsnosti
Invert (FT)		
Shape:	Eight Point	Tvar p í ného profilu
*Left Manning's n	0.048	Manning pro levý b eh
*Right Manning's n	0.052	Manning pro pravý b eh
*Cross Section	Spring 12.7	P í ný profil

Zdroj: Fleming, Scharffenberg, 2009

Charakteristiky koryta byly ur ovány pro jednotlivé úseky toku (*Reach*), která spojují jednotlivá subpovodí. Modelové povodí Byst ice v HEC-HMS zahrnuje t ínác í ních úsek (R1 až R13). Vstupní parametry jako délka í ného úseku L [m] a jeho sklon S_o [m.m⁻¹] byly odvozeny v prost edí programu ArcGIS 9.3. Již d íve vytvo ená vrstva í ních tok v *ArcHydro Tools* byla rozd lena na požadované úseky a pomocí funkce „*Field Calculatr*“ jim byl p í azen atribut délky linie. Pro výpo et sklonu byla využita extenze *ET GeoWizards* - funkce *Polyline to Point*, kterou byla vytvo ena vrstva koncových a po áte ních bod (*nodes*) í ních úsek s p irazenou nadmo skou výškou z DMT. Výsledný sklon byl vypo ten jako podíl rozdílu v nadmo ské výšce po áte ního a koncového bodu a délky linie í ného toku. Hodnoty Manningova sou initele drsnosti n byly odhadnuty s využitím manuálu systému HEC-RAS podle tabulky 2. Pro zjednodušení bylo použito lichob žníkové schéma koryta, které vyžaduje zadání ší ky koryta a sklonu b eh (odvození na základ znalosti povodí a ortofotomapy).

Tabulka 2: Manning v souinitel drsnosti pro vybrané povrchy

Typ povrchu	Manning v souinitel drsnosti		
	Minimum	Průměr	Maximum
Koryto - písité, bez stupňů a tání, bez kamen	0,025	0,030	0,033
Koryto - písité, bez stupňů a tání, s kameny	0,030	0,035	0,040
Koryto - se zákruty, s táními a kameny	0,035	0,045	0,050
Koryto - štěrkové dno s betonovými břehy	0,017	0,020	0,025
Údolní niva - bez krovů, nízká tráva	0,025	0,030	0,035
Údolní niva - bez krovů, vysoká tráva	0,030	0,035	0,050
Údolní niva - řídké krovky a stromy v létě	0,040	0,060	0,080
Údolní niva - les bez nízkých stromů, malý porost, proudění pod korunami	0,080	0,100	0,120

Zdroj dat: Brunner, 2008

3.2.2.5. Snhový model – metoda Temperature Index

Hydrologický model HEC-HMS používá pro výpočet akumulace a tání snhové pokrývky metodu teplotního indexu (vývojoví se předpokládá i zahrnutí *Energy Balance Model*). První modelovací technika *Temperature Index* je v podobě typické pro lumped neboli celistvé modely. Model HEC-HMS nabízí také modelovací přístup *Gridded Temperature Index*, který pracuje na principu distribuovaného modelu a jehož parametry se zadávají také v distribuované formě. Kvůli složitosti a problémům s vytvářením vstupních parametrů do distribuovaného modelu, byl nakonec zvolen pro předkládanou diplomovou práci celistvý model tání snhové pokrývky, který je ve své podstatě dobře propracovanou metodou v modelu HEC-HMS, jelikož zohledňuje jak tání během vypařování srážek, tak tání v bezesrážkovém období a snaží se vystihnout pomocí teploty vzduchu celkovou energetickou bilanci snhu. Metoda teplotního indexu je podrobně popsána v kapitole 2.5.1 spolu s rovnicemi jeho výpočtu.

Do snhového modelu se zadávají vstupní parametry, které jsou uvedeny v tabulce 3 a jsou potřebné k simulaci odtoku ze snhové pokrývky.

Tabulka 3: Vstupní parametry metody Temperature Index

Parametr	Význam	Jednotky
<i>PX Temperature</i>	Teplota rozlišující mezi kapalnými a pevnými srážkami	[°C]
<i>Base Temperature</i>	Teplota, při které začíná tání sněhu	[°C]
<i>Wet Meltrate</i>	Teplotní index tání v době vyprázdňování srážek	[mm.°C.d ⁻¹]
<i>Rain Rate Limit</i>	Denní srážkový úhrn, při jehož překročení se počítá s Wet Meltrate	[mm.d ⁻¹]
<i>ATI-Meltrate Coefficient</i>	Koeficient, který je používán při výpočtu indexu tání v každém časovém kroku	-
<i>ATI-Meltrate Function</i>	Závislost ATI a teplotního indexu tání (zohlednění sezonality teplotního indexu)	-
<i>Meltrate Pattern</i>	Nepovinný parametr, který upravuje index tání v závislosti na ročním období	-
<i>Cold Limit</i>	Prahová hodnota denního úhrnu srážek (pro výpočet teplotního deficitu)	[mm.d ⁻¹]
<i>ATI-Coldrate Coefficient</i>	Koeficient, který je používán při výpočtu teplotního deficitu v každém časovém kroku	-
<i>ATI-Coldrate Function</i>	Závislost ATI a teplotního deficitu (zohlednění sezonality teplotního indexu)	-
<i>Water Capacity</i>	Objem kapalné vody ve sněhové pokrývce (na počátku simulace)	[%]
<i>Groundmelt Method</i>	Zvolení metody zohledňující tání způsobené kladnou teplotou povrchu	-
<i>Groundmelt</i>	Intenzita tání způsobená kladnou teplotou povrchu	[mm.d ⁻¹]

Zdroj: Fleming, Scharffenberg, 2009

Na základě teploty vzduchu (*PX Temperature*) za určité časové období se určí, jestli jsou srážky kapalné nebo pevné. Tání sněhu probíhá pouze v případě, když průměrná teplota vzduchu (*Air Temperature*) je vyšší než kritická teplota, při které začíná proces tání (*Base Temperature*).

Pro výpočet odtoku ze sněhové pokrývky je klíčovou veličinou teplotní index tání (*DDF – degree-day factor*), který je definován jako denní úbytek vodní hodnoty sněhu při zvýšení teploty o jeden stupeň Celsia nad kritickou teplotu, při které začíná proces tání. Jeho hodnota je ovlivněna mnoha faktory: sezónní vliv, otevřená plocha vs. lesní porost (stínění a ochrana proti větru), reliéf (expozice), plošné pokrytí sněhovou pokrývkou (prostorová variabilita tání), znečištění povrchu sněhu, srážky, ledovcová vs. sněhová pokrývka a další meteorologické podmínky pro danou teplotu vzduchu (podrobněji *DeWalle a Rango, 2008*). Díky těmto vlivům hodnota DDF během zimního období kolísá v relativně velkém intervalu a to od 1 do 8 mm.°C⁻¹.d⁻¹. Námět na další práci by mohla být i implementace DDF na podmínky v České Republice a vystihnout jeho změnu během zimního období ve středních zeměpisných šířkách, jelikož faktor dosahuje velkého rozpětí hodnot a tedy správné zvolení DDF ve výsledku může zásadně ovlivnit celkový odtok ze sněhové pokrývky.

Intenzita tání způsobená kladnou teplotou zemského povrchu (*Groundmelt*) závisí na meteorologických podmínkách před pokrytím povodí sněhem. Pokud půda nebyla zmrzlá a napadl na ni sníh, může teplo vedené z povrchu způsobit postupné odtávání báze sněhové pokrývky.

V modelu HEC-HMS se vypočítá vodní hodnota sněhu (SWE) v každém časovém kroku pro každé dílčí povodí. Pro jednotlivá subpovodí se v modelu zadává vertikální gradient

teploty vzduchu a průměrná teplota vzduchu, ze které se určí, zda se jedná o srážky kapalné nebo pevné tzn., zda se snižuje nebo zvyšuje vodní hodnota snhu. Dílčí povodí jsou ještě dále členěna na výšková pásma (*bands*), které lépe zohlední prostorové rozlišení akumulace a tání snhové pokrývky (tabulka 4).

Tabulka 4: Vstupní parametry pro subpovodí a jejich výšková pásma

Parametr	Význam	Jednotky
Subpovodí		
<i>Lapse Rate</i>	Vertikální gradient teploty	[°C/1000 m]
Výškové pásmo subpovodí		
<i>Percent</i>	Plocha výškového pásma v daném subpovodí	[%]
<i>Elevation</i>	Průměrná nadmořská výška daného pásma	[m n. m.]
<i>Initial SWE</i>	Poáteční hodnota SWE (vodní hodnota snhu)	[mm]
<i>Initial Cold Content</i>	Poáteční hodnota teplotního deficitu	[mm]
<i>Initial Liquid Water</i>	Poáteční objem kapalné vody ve snhové pokrývce	[mm]
<i>Initial Cold Content ATI</i>	Poáteční hodnota ATI pro výpočet teplotního deficitu	[°C]
<i>Initial Melt ATI</i>	Poáteční hodnota ATI pro výpočet teplotního faktoru tání	[°C.d ⁻¹]

Zdroj: Fleming, Scharffenberg, 2009

K simulaci odtoku tavné vody ze snhu se používá také teplotní deficit snhové pokrývky (*Cold Content*). Ten vyjadřuje vodní hodnotu snhu v mm, která musí roztát, aby teplota snhové pokrývky dosáhla 0°C. Teplotní deficit můžeme vypočítat podle rovnice 24 (*DeWalle a Rango, 2008*):

$$CC = \left[\rho_s c_i d (273,16 - T_s) \right] / (\rho_w L_f) \quad (24)$$

kde ρ_s je hustota snhové pokrývky, [kg.m⁻³]

c_i je specifické teplo z ledu, [J.kg⁻¹.K⁻¹]

d je výška snhové pokrývky, [m]

T_s je průměrná teplota snhové pokrývky, [K]

ρ_w je hustota vody, [kg.m⁻³]

L_f je latentní teplo, [J.kg⁻¹]

Rychlost změny teplotního deficitu CC lze také vyjádřit lineární funkcí rozdílu teploty vzduchu a teploty snhové pokrývky (*DeWalle a Rango, 2008*):

$$CC = CCF (T_s - T_a) \quad (25)$$

kde CCF je teplotní deficit DDF (pohybuje se v rozmezí 0,02 až 0,05 cm.°C⁻¹.d⁻¹)

T_s je průměrná denní teplota vzduchu [°C]

T_a je teplota povrchu snhové pokrývky [°C]

Model HEC-HMS hodnotu teplotního deficitu počítá na principu funkce předchozí teploty (*Initial Cold Content ATT*), která zohledňuje teplotu snhové pokrývky podle průměrné teploty vzduchu. Pro „zralou snhovou pokrývku“ (*ripe snowpack*) je jeho hodnota rovna nule. To samé platí i v případě, pokud v povodí neleží žádná snhová pokrývka. Tyto dvě základní podmínky pro nulovou hodnotu platí v tštinou i pro ostatní parametry snhového modelu, pokud nejsou jinak definovány. Následným kalibračním procesem můžeme zjistit jednotlivé hodnoty parametrů pro konkrétní den simulačního období.

3.2.3. ZPRACOVÁNÍ PROSTOROVÝCH DAT

Do hydrologického modelu HEC-HMS byly zpracovány především časové řady úhrn srážek a časové řady teplot vzduchu, které jsou zásadními vstupními veličinami. V úvahu se braly jejich průměrné hodnoty pro dané povodí, čímž je možné do jisté míry zachovat heterogenitu jejich prostorového rozložení. Srážky i teploty vzduchu byly odvozeny z bodových údajů naměřených na srážkoměrných a klimatických stanicích v okolí povodí Bystřice (obrázek 3-10). Časové řady průtoků byly využity pro srovnání reálných pozorování a výsledků simulací vybraných událostí.

Pro plošnou interpolaci dat, které mají zpravidla charakter bodových měření, lze v současné době využít statistických programů a nástrojů GIS, které umožňují aplikaci celé řady geostatistických metod. V práci byla použita metoda orografické interpolace, která vychází z předpokladu lineární závislosti interpolované veličiny na nadmořské výšce. Metodika stanovuje regresní vztah obou veličin a v případě, že je mezi nimi signifikantní závislost, může se přistoupit k výpočtu časových řad jednotlivých veličin za sledované období. Metoda byla aplikována pro stanovení plošného rozložení teploty vzduchu, úhrn srážek, výšky snhové pokrývky a vodní hodnoty snhu.

Vypočtené časové řady zmíněných veličin a průtoků byly vloženy do databáze HEC-DDS (vytvoření souboru *.dss) prostřednictvím programu HEC-DSSVue, který umožňuje také zobrazení výpočtů simulačního období.

3.2.3.1. Zdrojová data

Do hydrologického modelu HEC-HMS byly použity datové podklady v digitální podobě z pozemních stanic Českého hydrometeorologického ústavu (HMÚ), Povodí Ohře s.p. (POH) a Deutscher Wetter Dienst (DWD). Pro analýzu srážko-odtokových vztahů byla využita následující data:

- průměrné denní úhrny srážek ze stanic *Abertamy*, *Karlovy Vary – lázně*, *Nejdek*, *Stráž nad Ohří* (HMÚ) a *Přebuz* (POH)
- průměrné denní hodnoty teploty vzduchu ze stanice *Fichtelberg* (DWD), *Karlovy Vary – lázně*, *Šindelová* (HMÚ) a *Přebuz* (POH)
- týdenní vodní hodnota sněhu ze stanic *Abertamy*, *Karlovy Vary – lázně*, *Nejdek*, *Přebuz* a *Šindelová* (HMÚ)
- průměrné denní průtoky z limnigrafické stanice *Ostrov* (HMÚ, POH)

Pro analýzu akumulace a tání sněhové pokrývky v povodí Bystřice se především pracovalo s hydrologickými a meteorologickými daty za celé zimní období (tzn. za átek listopadu až první polovina dubna) mezi léty 2005 až 2009 a jejich průměrnými denními hodnotami. Rozmístění měřicích stanic v okolí modelovaného povodí Bystřice jsou patrné z obrázku 3-10.

Obrázek 3-10: Poloha měřicích stanic v okolí modelovaného povodí Bystřice

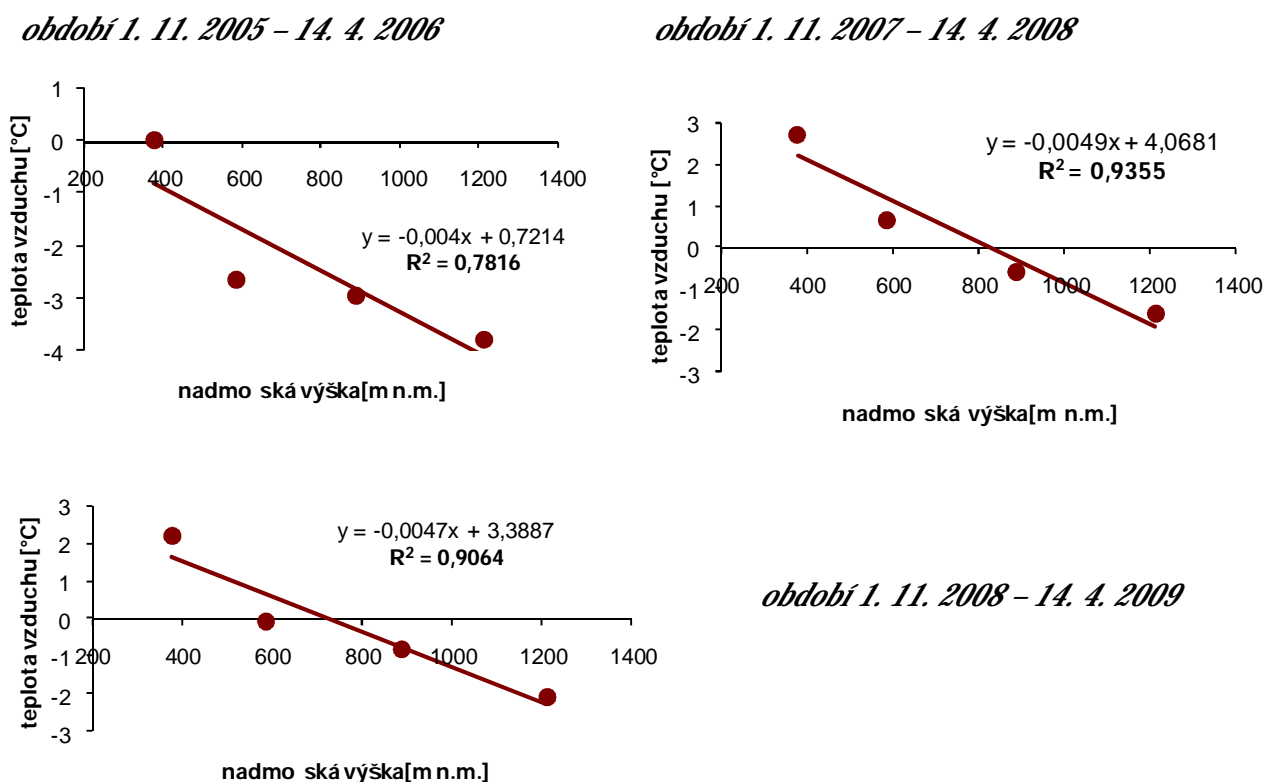


Zdroj dat: ArcData, DIBAVOD, HMÚ, POH, vlastní zpracování

3.2.3.2. časové řady teploty vzduchu, srážek a pr tok

časové řady teploty vzduchu pro jednotlivá kalibra ní období byly získány z klimatických stanic Fichtelberg, Karlovy Vary – lázn , P ebuz a Šindelová. Ke stanovení průměrných denních teplot vzduchu pro každé díl í povodí byla využita jejich závislost na nadmo ské výšce (orografická interpolace). Regresní vztah a koeficient determinace pro vybraná zimní období ukazují grafy na obrázku 3-11.

Obrázek 3-11: Závislost teploty vzduchu na nadmo ské výšce



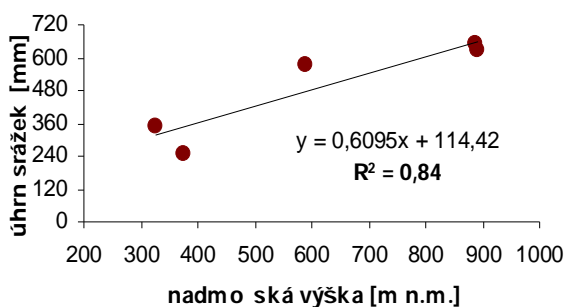
Zdroj dat: HMÚ, POH, vlastní zpracování

Denní srážkové úhrny byly získány ze stanic Abertamy, Nejdek, Karlovy Vary – lázn , P ebuz a Stráž nad Oh í. Ke stanovení plošných úhrn ů srážek pro každé díl í povodí byla stejn ě jako u teplot vzduchu použita závislost úhrn ů srážek na nadmo ské výšce. Regresní vztah a koeficient determinace pro vybraná zimní období ukazují grafy na obrázku 3-12.

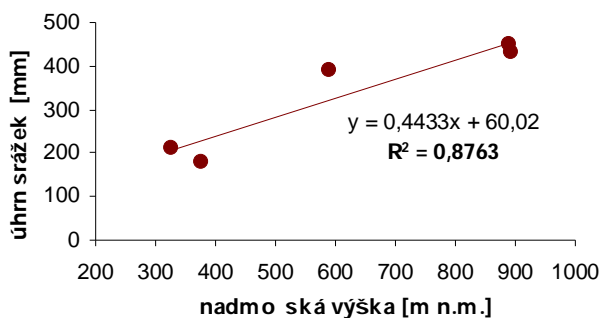
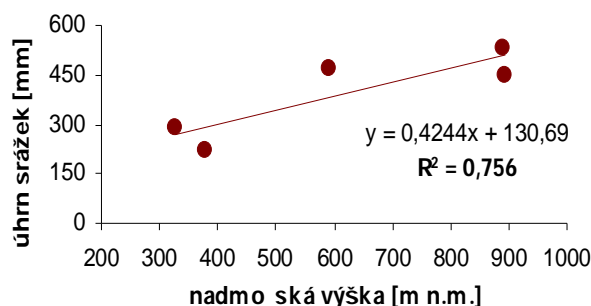
Týdenní data o vodní hodnot ěch byly získány ze stanic Abertamy, Nejdek, Karlovy Vary – lázn , P ebuz a Šindelová. Jako v obou předchozích případech byla pro stanovení jejího plošného rozložení použita metoda orografické interpolace (obrázek 3-13).

Obrázek 3-12: Závislost úhrn srážek na nadmo ské výšce

období 1. 11. 2005 – 14. 4. 2006



období 1. 11. 2007 – 14. 4. 2008

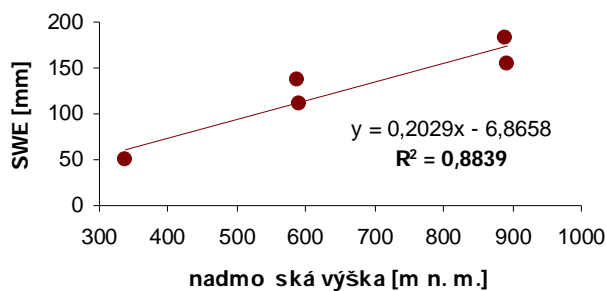


období 1. 11. 2008 – 14. 4. 2009

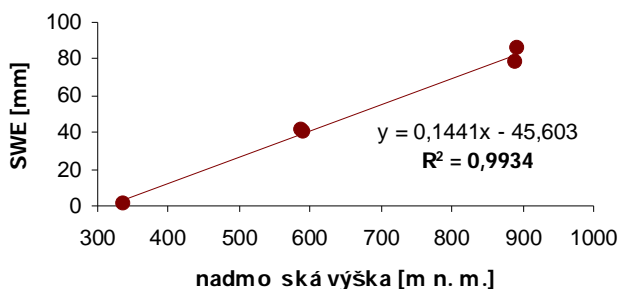
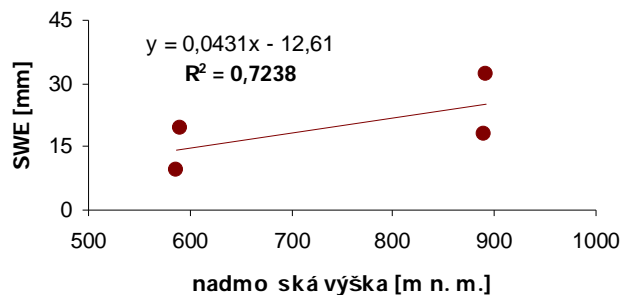
Zdroj dat: HMÚ, POH, vlastní zpracování

Obrázek 3-13: Závislost vodní hodnoty sn hu na nadmo ské výšce

období 1. 11. 2005 – 14. 4. 2006



období 1. 11. 2007 – 14. 4. 2008



období 1. 11. 2008 – 14. 4. 2009

Zdroj dat: HMÚ, POH, vlastní zpracování

asové ady pr m rných denních pr tok spolu s výše zmín nými veli inami byly získány z pozorovací sít HMÚ a Povodí Oh e, s.p. Výpo et pr m rné teploty vzduchu a pr m rného úhrnu srážek na povodí byl stanoven pomocí mapové algebry z regresních rovnic pro jednotlivé modelovací události (nastavba *Spatial Analyst*, funkce *Raster Calculator*) nad shlazeným modelem terénu (prostorové rozlišení 50 m) v prostředí programu ArcGIS.

3.2.3.3. Výběr modelovacích období

V předkládané diplomové práci byly k modelování vodní hodnoty sn hu (SWE) a odtoku ze sn hové pokrývky vybrány ty i zimní události, jejichž výsledné simulace se porovnávaly s pozorovanými údaji nam enými na pozemních stanicích v okolí zájmového povodí. Nešlo tedy o výběr kalibra ního a verifika ního období a tudíž k optimálnímu nastavení modelu pro modelování jiných podobných událostí na Byst ici. Zám rem bylo procesem modelování v HEC-HMS porovnat vývoj vodní hodnoty sn hu a odtoku ze sn hové pokrývky během celého zimního období a následně porovnat mezi sebou i jednotlivé zimy.

Jako modelovací události byly zvoleny zimní období 2005/2006, 2007/2008 a 2008/2009, vždy se jednalo o asový horizont od 1. listopadu do 14. dubna. Snahou bylo zjistit, jak model simuluje zimní období, která mají r zný charakter a pr b h sledovaných veli in.

3.3. CHARAKTERISTIKA MODELOVÉHO POVODÍ BYST ICE

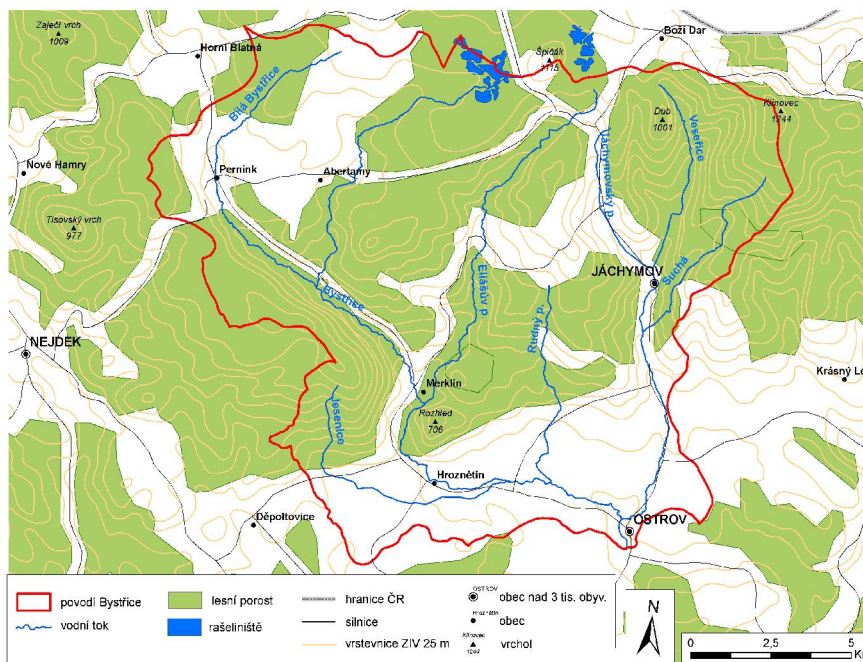
Následující podkapitola se zabývá vymezením modelového povodí Byst ice a jeho stru nou fyzicko-geografickou charakteristikou. Pozornost byla soust ed na p edevším na fyzicko-geografické initele, kte í se podílejí na tvorb a formování odtoku ze sn hové pokrývky.

Jednotlivé charakteristiky povodí byly zpracovány na základ dostupné literatury a mapových podklad (viz seznam literatury a pramen). Dále byly v této ásti práce použity vrstvy z databáze DIBAVOD Výzkumného ústavu vodohospodá ského T. G. Masaryka (<http://www.vuv.cz>), vrstvy z online GIS serveru <http://geoportal.cenia.cz> a vektorový model DMÚ 25, který byl vytvo en na podklad Vojenského geografického a hydrometeorologického ú adu (VGHMÚ) Geografické služby Armády eské republiky. Digitální a mapové podklady byly vytvá eny a upravovány pomocí softwaru ArcGIS 9.3 společnosti ESRI.

3.3.1. VYMEZENÍ ÚZEMÍ

Zájmovým územím modelování akumulace a tání snhové pokrývky je povodí Bystřice, které se nachází v oblasti severozápadních svahů, ve střední části Krušných hor a tvoří levostranný přítok řeky Ohře (obrázek 3-14).

Obrázek 3-14: Mapa povodí Bystřice



Zdroj: Arc R, Arcdata, DIBAVOD, vlastní zpracování

Modelovaný úsek řeky uzavírá limnigrafická stanice Ostrov provozovaná českým hydrometeorologickým ústavem s měřením vodních stavů od hydrologického roku 2000. Plocha modelové části povodí činí 127,6 km², což je 77,6 % z celkové plochy povodí. Délka hlavního toku je od pramene po stejný vodotěs 22,2 km.

Bystřice pramení na náhorní rovině nedaleko česko-německých hranic v nadmořské výšce 1 020 m n. m. v oblasti Národní přírodní rezervace Božídarská rašeliniště. Nejvyšším bodem povodí je Klínovec (1 244 m n. m.) v jeho SV části, nejnižším závrtný profil LG Ostrov (394 m n. m.).

3.3.2. GEOLOGICKÁ STAVBA, PŮDA A VEGETAČNÍ POKRYV

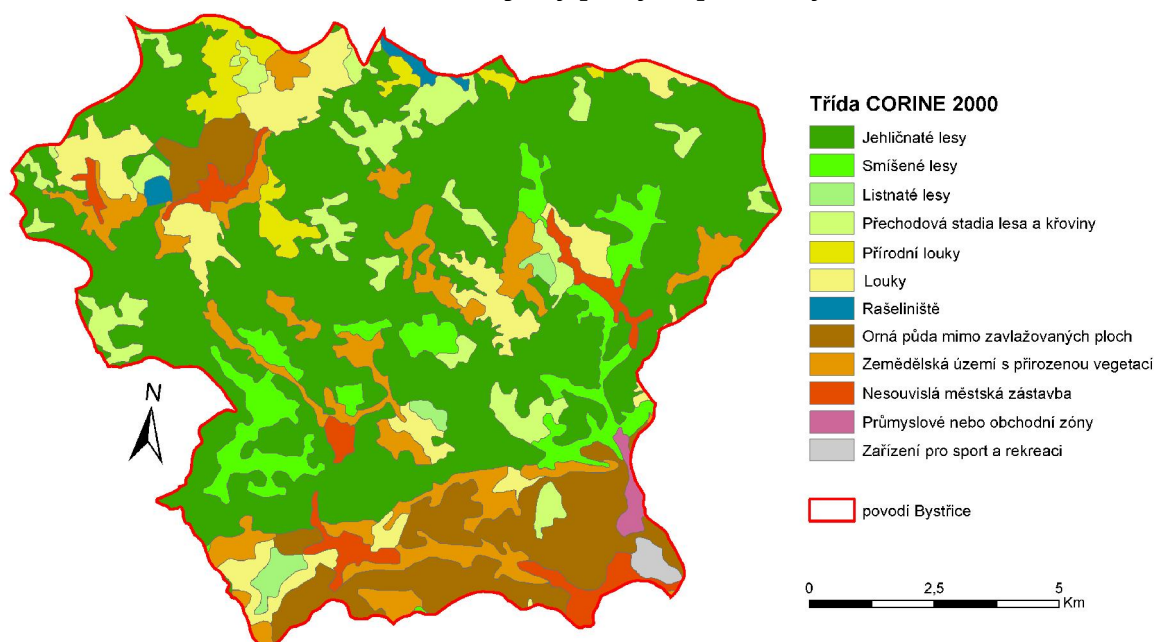
Z geologického hlediska se povodí Bystřice skládá z jednotek českého masívu, které jsou zbytkem rozsáhlého hercynského horstva. Nejvýznamnější jednotku tvoří Krušnohorské krystalinikum, které je porušeno řadou zlomů s převahou vertikální složky pohybů a budováno převážně krystalickými bázaltidami a granitoidy (Svoboda et al., 1964).

V zájmové oblasti převažují paleozoické horniny (fylity, svory) a granitové žuly. Pod výrazným Krušnohorským zlomem se vyskytují terciární horniny zčásti překryté kvartérními uloženinami. V pramenné části Bystřice a na severozápad od obce Boží Dar se vyskytují organické rašelinné uloženiny, které se akumulovaly v období kvartéru (*Škvor, 1975*).

V celé oblasti Krušných hor je zřejmá vertikální proměnlivost, která je ovlivněna především nadmořskou výškou, členitostí reliéfu a klimatem. Z podkladních typů v povodí převažují kambizem (kyselé a silně kyselé) a podzoly. V menší míře se vyskytují fluvizem v úzkých pásích kolem toků. V pramenné oblasti toků se v plochých sníženinách vyvinuly intenzivní akumulace slabě rozložených rostlinných zbytků v silně zvodněném prostředí rašeliništní půdy (*Tomášek, 2003*). Vlastnosti půdy hrají významnou roli při odtokovém režimu zájmového území. Infiltrační a retenční schopnost půdy byla využita při tvorbě CN křivek pro výpočet objemu odtoku z povodí.

Vegetační pokryv je důležitou složkou krajiny, která ovlivňuje rychlost povrchového odtoku, infiltraci vody a rovněž má vliv na velikost intercepce. Podle dat z CORINE Land Cover z roku 2000 (*EEA, 2010*) převažují v zájmovém území lesní porosty, které zaujímají přibližně 58 % z plochy povodí. Pod Krušnohorským zlomem je vysoce urbanizovaná a zemědělská oblast. Zbytek území tvoří louky a pastviny (obrázek 3-15).

Obrázek 3-15: Krajinný pokryv v povodí Bystřice



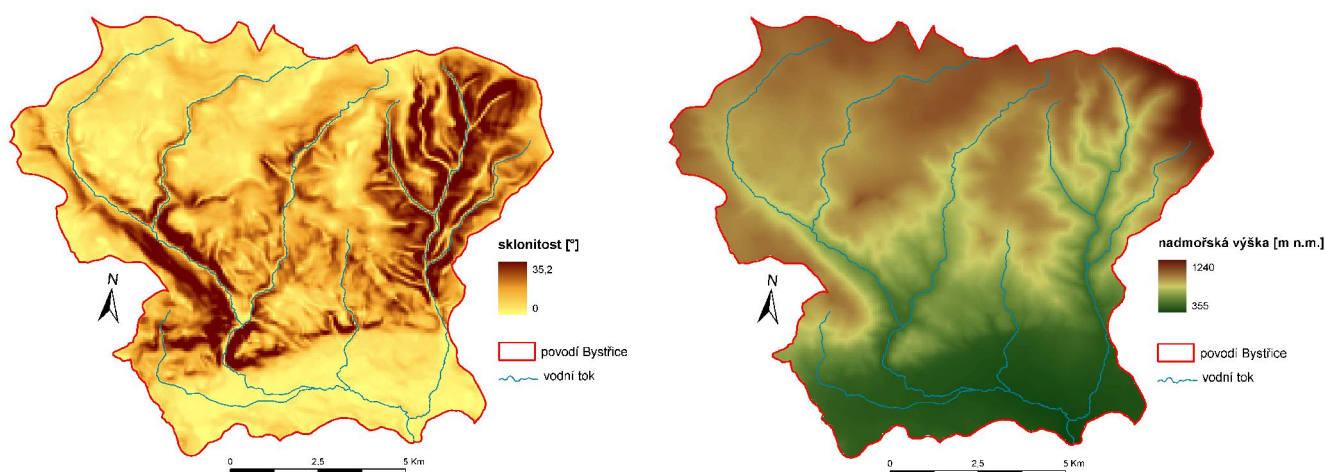
Zdroj: <http://geoportal.cenia.cz>, vlastní zpracování

3.3.3. OROGRAFIE A GEOMORFOLOGIE ÚZEMÍ

Modelové povodí Bystřice spadá podle regionálního-geomorfologického členění do systému Hercynského, subsystému Hercynská pohoří, provincie Česká Vysočina a do Krušnohorské subprovincie. Zájmové území zasahuje do oblasti Krušnohorské hornatiny, podrobněji do celku Krušné hory, a do Podkrušnohorské oblasti, konkrétně do celku Sokolská pánev (Czudek, 1972).

Průměrná sklonitost v povodí je 9° (výpočet v prostředí ArcGIS) a morfologie oblasti je velice proměnlivá, přičemž nejmenších sklonitostí je dosaženo v Sokolské pánvi v dolní části povodí pod výrazným krušnohorským zlomem. Zájmové území se nachází ve výškách 355 – 1244 m n. m., jak je patrné z obrázku 3-16. Digitální model terénu (dále jen DMT) nám znázorní vysokou průměrnou nadmořskou výšku povodí a s tím spojenou možnost vysoké akumulace snhové pokrývky během zimního období a tedy možnosti zástých povodní způsobené táním snhové. Z tohoto důvodu DMT a sklonitost území slouží často jako vstupní data do hydrologických modelů.

Obrázek 3-16: Výškové a sklonové poměry povodí Bystřice



Zdroj dat: DMÚ 25, VGHMÚ., vlastní zpracování

Svahy v povodí Bystřice jsou nejčastěji exponovány na J, JZ a JV, což má mít významný vliv na tání snhové pokrývky v jarním období nebo na srážkové události způsobené západním prouděním.

3.3.4. KLIMATICKÉ PODMÍNKY

Podnebí eky Byst ice je ur ováno polohou v p echodném mírném klimatickém pásu s p evládajícím západním až severozápadním proud ním vzduchu s výraznou cyklonální inností. Významným klimatickým initelem je hlavn nadmo ská výška a lenitost reliéfu, který má výrazný vliv na režim srážek a teplotu vzduchu. Pásma Krušných hor brání postupu jednotlivých frontálních systém od západu, proto podnebí na svahu vykazuje mimo ádn strmý gradient od chladného vlhkého klimatu náhorní plošiny po teplé a mimo ádn suché klima úpatních pánví (*Culek, 1996*). Problematikou orografického efektu Krušných hor se více zabýval *Brádka (1963)*.

V povodí Byst ice a jejím okolí se nachází n kolik stanic, z kterých jsou k dispozici údaje o srážkových úhrnech, teplot vzduchu i sn hových charakteristikách, které slouží jako vstupy do hydrologického modelu HMS.

3.3.4.1. Teplotní pom ry

Teplota vzduchu má vliv na utvá ení a charakter p írodního prost edí a je d ležitým faktorem pro tvorbu, akumulaci a tání sn hové pokrývky. ásto vstupuje jako jediný parametr do sn hových model v p ípad jednoduché metody teplotního indexu, kde nejsou vyžadovány další údaje (*Hock, 2003*).

Modelové povodí nacházející se ve východní ásti Krušných hor, adíme podle *Atlasu podnebí eska (Tolasz et al., 2007)* do klimatické oblasti s pr m rnou ro ní teplotou vzduchu pohybující se v rozmezí od 3 (pramenná oblast) do 8 °C (Sokolská pánev) a zimní sezónní teplotou vzduchu v pr m ru od - 3 °C do -1°C.

Základní prostorové rozložení teplot vzduchu v zájmovém území se vyzna uje p ímou závislostí teploty na nadmo ské výšce (obrázek 3-17), kdy teplota vzduchu s nadmo skou výškou klesá. Tato závislost byla prokázána pomocí regresní analýzy ze ty klimatických stanic (Fichtelberg, Karlovy Vary – lázn , M d nec a Šindelová) v okolí povodí Byst ice mezi hydrologickými roky 2003 až 2008.

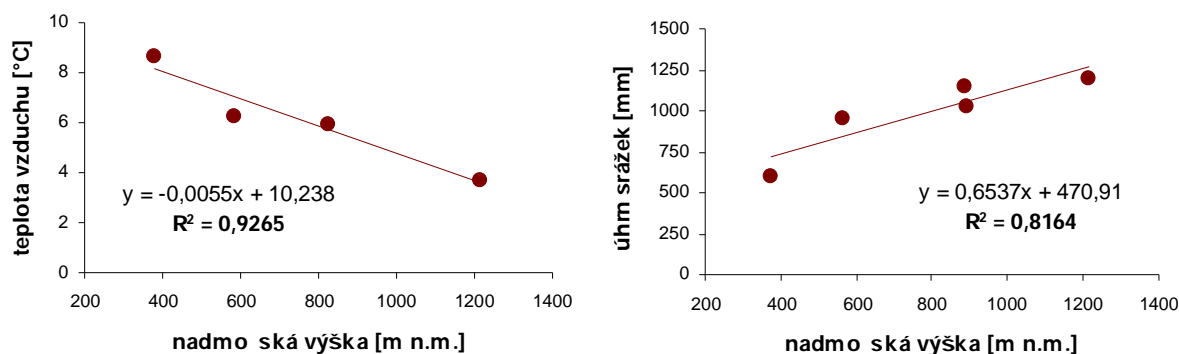
3.3.4.2. Režim srážek

Prostorové i asové rozložení srážek a jejich celkový úhrn jsou závislé p edevším na všeobecné cirkulaci atmosféry a teprve v druhé ad na nadmo ské výšce ur ítého místa, konfiguraci terénu a dalších podmínkách (*Tolasz et al., 2007*).

Na h ebenech Krušných hor pr m rn ro n spadne kolem 1000 až 1 200 mm srážek, naopak rychlý pokles úhrn zaznamenávají pánevni oblasti a to jen kolem 500 mm srážek, což je dáno orografickými vlivy a expozicí svah .

V povodí Byst ice se nachází dv srážkom rné stanice. Stanice Abertamy leží v nadmo ské výšce 892 m a m í úhrn srážek již od roku 1963. Druhý srážkom r H ebe ná zaznamenává úhrn srážek od hydrologického roku 2007 a byla zde instalována pracovníky katedry Fyzické geografie a geoekologie P F UK. P ímá závislosti nadmo ské výšky na úhrnu srážek pro povodí Byst ice byla vypo ítána z p ti srážkom rných stanic (Abertamy, Fichtelberg, Karlovy Vary – lázn , Nejdek a P ebuz) mezi léty 1990 až 2008 (obrázek 3-17). Koeficient determinace (R^2) inil 0,816, což dokazuje vzájemnou závislost daných veli in, která je však v oblasti Krušných hor stále ovlivn na rozdíly ve tvaru a expozici reliéfu. Pr m rný ro ní úhrn srážek je 977,6 mm, vypo tený na základ této závislosti v prost edí ArcGIS pomocí funkce „*Raster Calculator*“ a „*Zonal Statistic*“.

Obrázek 3-17: Závislost pr m rné ro ní teploty vzduchu (2003-2008) a pr m rného ro ního úhrnu srážek (1990-2008) na nadmo ské výšce



Zdroj dat: HMÚ, POH., vlastní zpracování

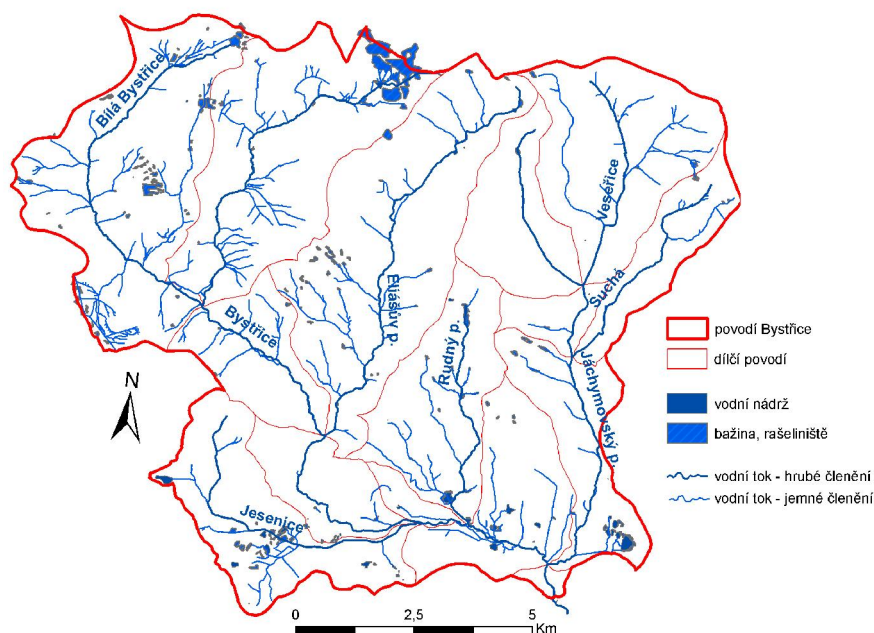
Sn hová pokrývka hraje v zájmové oblasti velmi d ležitou roli p i vzniku smíšených povodní, má vliv na tvorbu zásob podzemních vod nebo promrzání p d. Odtokový proces ovliv uje jednak výška sn hové pokrývky, ale p edevším její vodní hodnota. Podíl sn hových srážek k deš ovým rychle nar stá s nadmo skou výškou, takže v nejvyšších horských oblastech iní v zimních m sících (XI – IV) více než 90 % z celkového množství spadlých srážek (*Tolasz et al., 2007*). Pr m rný po et dn se sn hovou pokrývkou klesá ze 140 – 160 na h ebenech na 40 – 60 dn v nížin , p i emž nejvíce sn hu bývá v nížinách v únoru, na horách až v m síci b eznu.

3.3.5. HYDROGRAFIE A ODTOKOVÝ REŽIM

3.3.5.1. Obecný hydrografický pohled

Bystřice tvoří levostranný přítok řeky Ohře o celkové délce hlavního toku 29,6 km a odvoduje povodí o rozloze 164,4 km². Modelová část povodí po LG Ostrov disponuje délkou hlavního toku 22,2 km a plochou 127,6 km². Jedná se o pramenitý v nadmořské výšce 1 020 m n. m. v oblasti Národní přírodní rezervace Božídarská rašeliniště. Z hlediska absolutní výškovosti spadá sledovaný tok do této kategorie, kde úroveň toku udává počet postupných záustků do moře (Netopil a kol., 1984). Úroveň a vymezení dílčích povodí jsou graficky znázorněny na obrázku 3-18.

Obrázek 3-18: Úroveň a vymezení dílčích povodí v povodí Bystřice



Zdroj dat: Vektorová ZVM 1:50 000, VÚV T.G.M., vlastní zpracování

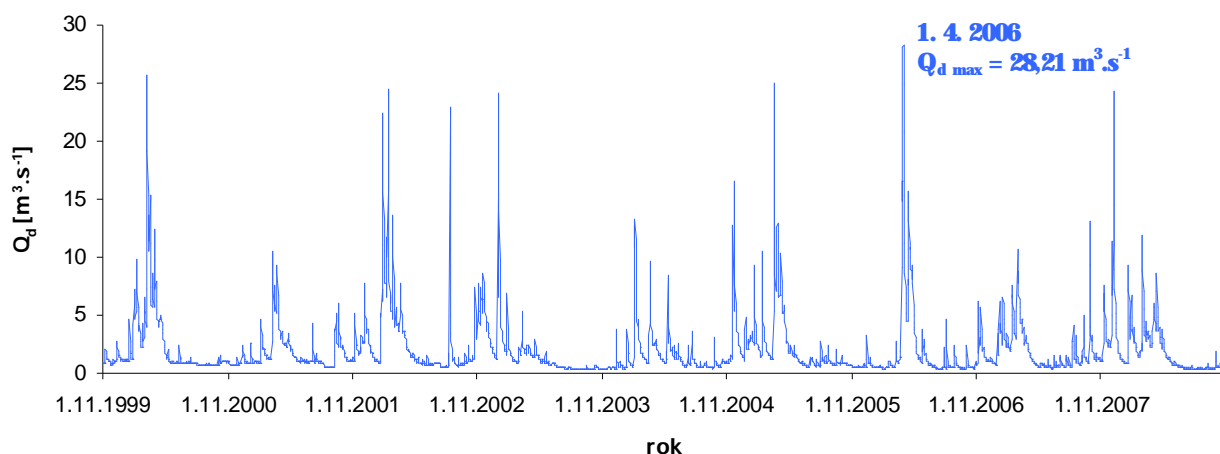
3.3.5.2. Odtokový režim

Na rozdělení odtoku během roku a pro tvorbu zásob vody v zájmovém povodí mají rozhodující význam zimní srážky a následné tání snhové pokrývky. Rovníkový cyklus odtoku však více či méně ovlivňují všechny výše popsané fyzicko-geografické charakteristiky.

V předkládané diplomové práci byly zpracovány průměrné denní průtoky z limnigrafické stanice Ostrov za hydrologické roky 2000 až 2008, které byly poskytnuty pracovníky Povodí Ohře, s.p. (POH) a HMÚ.

Z obrázku 3-19 jsou patrné každoroční nárůsty průtoků v jarních měsících (III – V), kdy odteče až 40 % ročního odtoku. Maximální denní průtok ($28 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) byl zaznamenán při jarní povodni v roce 2006, která byla způsobena relativně vysokými zásobami sněhu i v nižších polohách a vyšším úhrnem dešových srážek, které značně napomohly rychlejšímu tání sněhu. Z těchto informací vyplývá, že sněhová pokrývka v povodí Bystice hraje velmi důležitou roli v odtokovém procesu a je vhodné se touto problematikou blíže zabývat.

Obrázek 3-19: Průměrné denní průtoky ve stanici Ostrov (2000 – 2008)



Zdroj: HMÚ, POH

3.3.6. POVODŇOVÉ UDÁLOSTI

3.3.6.1. Možnosti vzniku velkých jarních povodní

U povodní rozlišujeme tři základní typy – dešové, smíšené a povodní vzniklé z tání sněhu a nakonec povodní ledové. Sněhové povodní vznikají náhlým táním sněhové pokrývky při kladných teplotách v zimním a v jarním období. Kulminace průtoků při tomto typu povodní zpravidla nepřesáhnou na území České republiky hodnotu pětiletého průtoky Q_5 (Brázdil *et al.*, 2005). Povodní pocházející jen z tání sněhu nebývají na českém území významné. U velkých povodní přispívají podstatnou měrou k urychlenému odtávání sněhové pokrývky rovněž dešové srážky, takže se jedná o povodní smíšené. Pro vznik těchto povodní jsou typické především existence dostatečné zásoby vody ve sněhu i vysoké kladné teploty vzduchu, trvající několik až několik dní za sebou. Dešové srážky pak více zesilují v oblasti hor, kde zpravidla bývá i více sněhu než v nižších polohách. Tání sněhu je též značně urychlováno prvními, občas i bouřlivými teplými prouděními vzduchu, které může být i významnější než samotné dešové srážky (viz *technická norma ÚS – EM 1110-2-1417*).

Oba dva výše zmíněné typy povodní mohou být doprovázeny ledovými jevy. V důsledku ledových náplňů a zácp dochází k vzduť vodní hladiny a k tvorbě ledových povodní. Na malých tocích s větším sklonem může dojít dokonce k lavinovému pohybu sněhové a ledové kaše dolů údolím jako například v roce 1987 na Dubské Bystici, levostranném přítoku Bíliny (*Pondlíček, Macoun, 1997*).

Výskyt smíšených a ledových povodní se omezuje na našem území na období od prosince do první poloviny dubna, na menších tocích pramenících v horských oblastech i na pozdější dobu (*Hladný, Nmec, 2006*).

Vznik a průběh povodně je z velké části ovlivněn meteorologickými faktory, a to především atmosférickými a povrchovými. Podstatné faktory působí nejen kolik dní až měsíc před vznikem povodně. Patří mezi ně zejména nasycenost povodí, výška sněhové pokrývky a její vodní hodnota, promrznutí povrchu atd. Další meteorologické faktory působí nejen kolik hodin až dnů před vznikem povodně jako její spouštěcí mechanismus (například kladné teploty vzduchu, rychlost větru ovlivňující rychlost tání sněhové pokrývky). Vedle zmíněných příčin jsou povodně zimního typu podmíněny také hydrologickými (míra naplnění koryt vodních toků), fyzicko-geografickými (nadmořská výška, sklon terénu, expozice atd.) a antropogenními (vliv odlesnění, vodní díla, úpravy vodních toků atd.) faktory v povodí (*Brázdil et al., 2005*).

Mezi rozhodující vlivy související se vznikem a průběhem povodně podle *Matjíka a Hladného (1999)* patří:

- **intercepce**, tj. zadržující účinek vegetace na padající srážky, daný druhem, hustotou a vývojovým stavem porostu, který může navíc zpomalovat pohyb vody na povrchu a tím prodlužovat dobu možného vsaku,
- **detence**, tj. schopnost zpomalovat odtok ze spadlých srážek naplněním depresí terénu, což může vést k dočasné akumulaci většího množství vody v rovinném než ve sklonitém terénu,
- **infiltrace**, tj. vsak vody do podzemních vrstev a zvodnění podzemních vod, který závisí na typu povrchu, její mocnosti, pórovitosti, obsahu humusu, jejím nasycení vodou, promrznutím atd.,
- **objemová inundace**, tj. plnění koryt toků větším množstvím vody vtlačené do přilehlých podpovrchových částí břehové zóny v důsledku hydrostatického tlaku, a objemu inundací, tj. rozlivů do inundačních území podél toku.

Pro vypadávání vydatných dešových srážek na většině území povodí jsou v zimních a jarních měsících příznivé podmínky zejména při pohybech hlubokých cyklon

severní od české republiky, kdy ve frontálních zónách přecházejí přes naše území atmosférické fronty, a to v tšinou opakovaně. Vydatnější srážky vypadávají na teplých frontách a na zvláště frontálních rozhraní v oblasti výškových frontálních zón, které patří do typů NWCZ (cyklona severozápadní, výšková frontální zóna) – lokálně vydatné srážky, NCZ (cyklona severní, výšková frontální zóna), NECZ1 (cyklona severovýchodní, výšková frontální zóna) a NECZ2 – plošně vydatné srážky (zkratka situace charakterizuje polohu cyklony C vzhledem k území české republiky, značí existenci frontální zóny, index modifikaci typu). Spojitost výrazného oteplení v období od listopadu do března s první až bouřlivým vřtem je synopticky podmíněna intenzivní advekcí teplejšího vzduchu z oblasti Atlantického oceánu na jižní stranu cyklonu. Cyklony v tšinou postupují přes Britské ostrovy, Severní moře, Dánsko a Baltské moře nad Bělorusko. Naopak při postupu cyklony od Středomoří východně od naší země v období od prosince do března (poprvé i za útkem dubna) smíšené povodně prakticky nenastávají, nebo v týlové části cyklony dochází vlivem proudění ze severního kvadrantu k ochlazení při zpravidla záporných teplotách a srážky pak vypadávají v tšinou ve formě sněhu. (*Brázdil et al., 2005*).

3.3.6.2. Povodňové události na Ohři

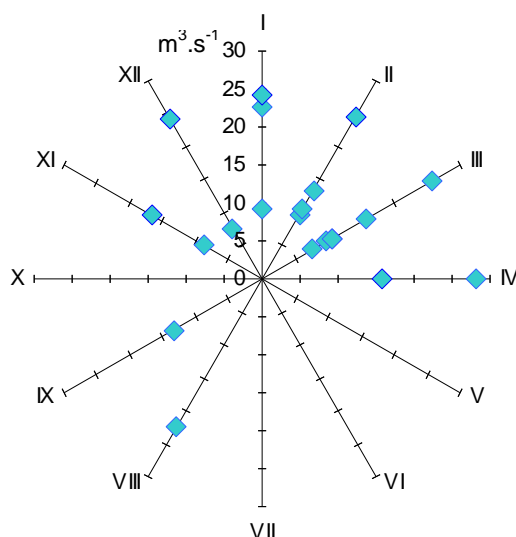
Ohře pramení v Bavorsku pod horou Schneeberg a vlévá se do Labe v Litoměřicích. Celá délka na našem území je 256 km při ploše povodí 5 614 km². Ohře je v horní a střední části toku sevěřená Krušnými horami z levé strany, Slavkovským lesem a Domovskými horami ze strany pravé. Vyznačuje se velkou rozkolísaností průtoků, jejich rychlými změnami a velkým transportem splavenin a plavenin. Dolní tok svými 100 km protéká otevřenou krajinou, které bylo od nepaměti sužováno povodněmi (*POH, 2000*).

Pro Ohři byla zjištěna prevalence výskytu velkých vod zimního typu (listopad až duben) nad letními (květen až červen), což je zapříčiněno prevalence proudění ze západního směru, které jsou právě dominantní v zimním období. Nezanedbatelnou součástí zimních povodňových situací jsou i nepříznivé ledové jevy. Průběh povodní je možné výrazně ovlivnit vhodnými manipulacemi na vodohospodářských objektech, především na nádržích Skalka, Jesenice a Nechanice. Tvar povodňové vlny v zimním období je oproti letnímu zploštěnější, což je způsobeno retenční schopností a nerovnoměrností tání sněhové pokrývky a tím i v tším rozpětím variability doby dohu odtoku z jednotlivých částí povodí do závěrečného profilu. Tématem historických povodní na Ohři se zabýval například *Kynčl (1983)* mezi léty 1784 – 1981, lepší přehled, až do roku 2002, přinesla dizertační práce *Šekala (2005)*.

3.3.6.3. Povodňové události na Bystici v Krušných horách

Bystice tvoří levostranný přítok řeky Ohře. Pramenní na náhorní rovině nedaleko českomo-
n meckých hranic v nadmořské výšce 1 020 m n. m. v oblasti Národní přírodní rezervace
Božídarská rašeliniště a její tok postupně klesá do nadmořské výšky 394 m k LG Ostrov. Z
tohoto hlediska je pravděpodobné, že se v horní části povodí bude v zimním období
akumulovat v těší množství snhové pokrývky, které může být následně hlavním zdrojem
vodnosti Bystice v jarních měsících. Na obrázku 3-20 jsou zachyceny kulminační průtoky ze
stanice LG Ostrov – Bystice mezi léty 2000 – 2008 pro ekrající hodnotu $7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, které jasně
dokazují převahu jarních povodňových situací ve sledovaném období.

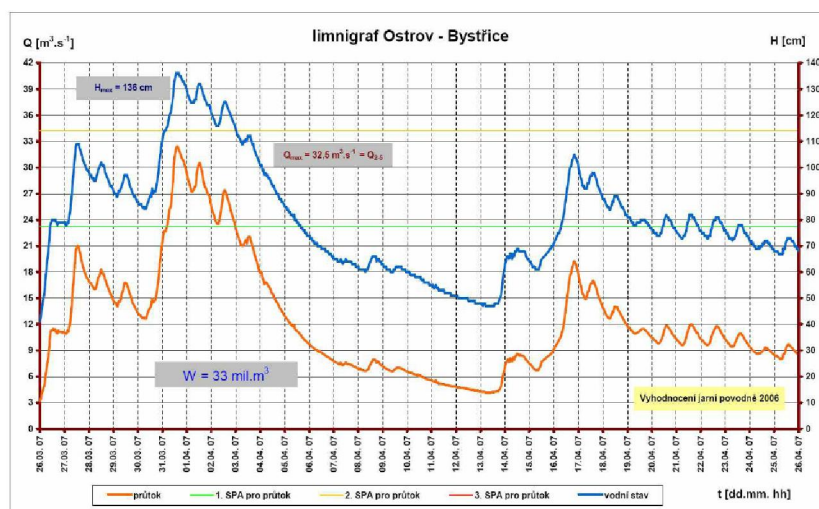
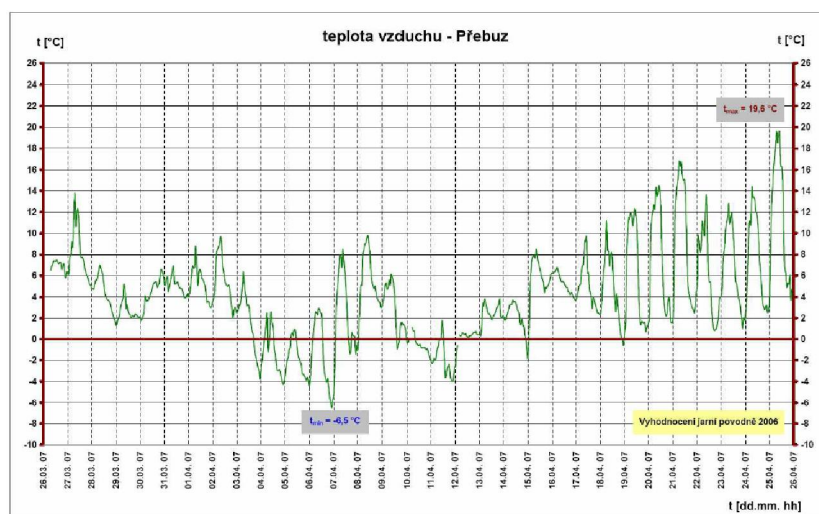
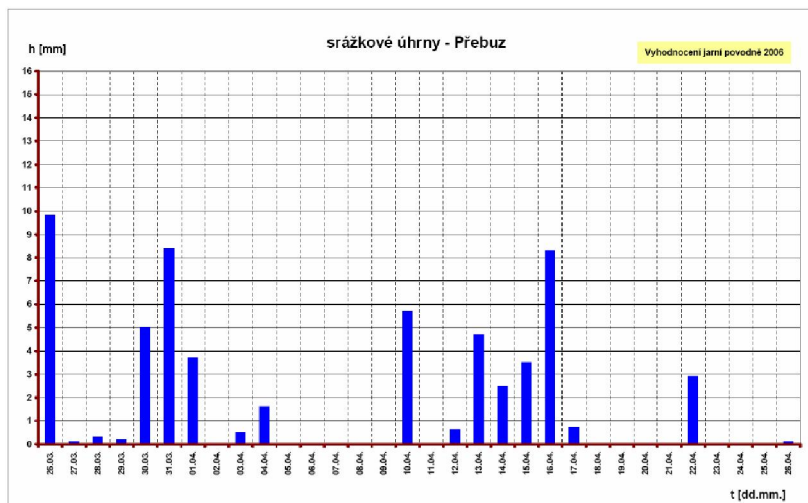
Obrázek 3-20: Sezonalita povodní mezi léty 2000 - 2008



Zdroj dat: POH., vlastní zpracování

Nejvýznamnější zimní povodní na Bystici byla záplava na přelomu března a dubna v roce 2006, která byla způsobena vysokými zásobami snhové pokrývky ve středních a nižších polohách, vyšší teplotou vzduchu a vyššími srážkovými úhrny. Ve stanici LG Ostrov - Bystice byl zaznamenán nejvyšší průtok za celou dobu pozorování (denní maximum $32,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), hydrologicky však povodňová situace významně nepřesahovala běžné jarní povodňové epizody (viz obrázek 10). Grafy meteorologické a hydrologické situace z této povodňové situace jsou zachyceny na obrázku 3-21.

**Obrázek 3-21: Meteorologická situace na KS Přebuz (892 m n.m.)
a hydrologická situace na LG Ostrov**



Zdroj: POH., 2006

4. VÝSLEDKY SIMULACÍ

Tato kapitola se bude zabývat samotným modelováním předchozích zvolených událostí a jejich výsledky. Nejprve budou stručně popsány obecné kroky jako sestavení modelu a zadání vypočítaných charakteristik a časových řad do modelu. Největší pozornost bude věnována vlastnímu modelování vodní hodnoty srážek a odtoku ze srážkové pokrývky za jednotlivá zimní období. Nakonec budou mezi sebou modelované události porovnány z hlediska sledovaných parametrů.

Pro specifikaci všech důležitých komponent v základní struktuře modelu HEC-HMS byl simulací buď zadán pomocí funkce *Create a Simulation Run* v menu *Compute*. Výsledky je možné si prohlédnout na kartě *Results*, avšak jejich lepší přehlednost poskytuje program HEC-DSSVue, ze kterého mohou být data importovány do MS Excel a dále zpracovány.

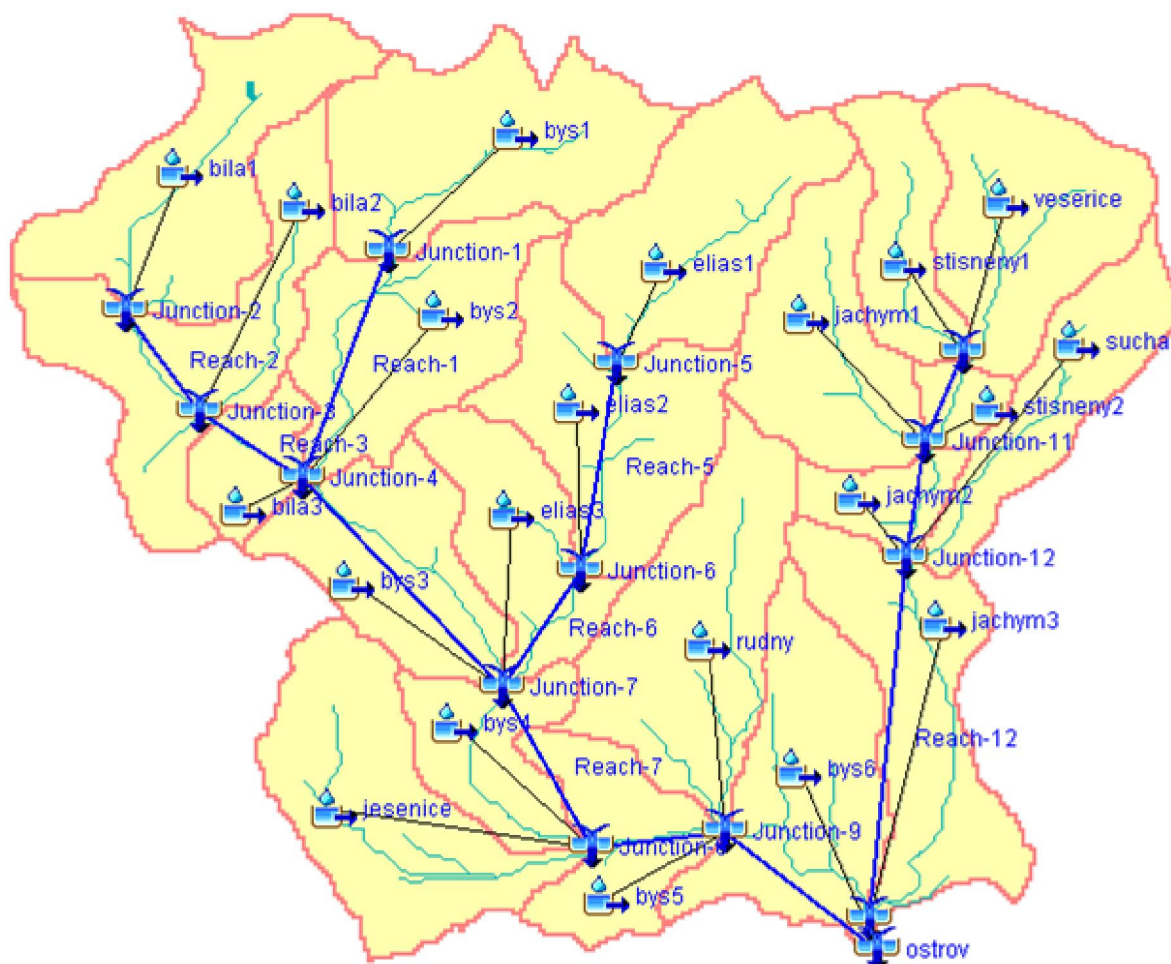
4.1. SESTAVENÍ MODELU

Pokud chceme model HEC-HMS použít pro simulaci určité události, musíme nejdříve vytvořit nový projekt a poté model povodí (*Basin Model*) z menu *Components*. Stromovitou strukturu povodí Bystice tvoří dílčí povodí (*Subbasin*), soutoky (*Junction*) a úseky toku (*Reach*), které jsou mezi sebou vzájemně propojeny. Výsledné schéma je znázorněné na obrázku 4-1. Celou strukturu *Basin Model* lze vytvořit také v programu ArcGIS pomocí extenze HEC-GeoHMS, která umožňuje komunikaci mezi GIS a HMS a výsledné schéma povodí se snadno importuje do modelu.

Pro každé dílčí povodí modelu (celkem 21 dílčích povodí) byly odvozeny parametry charakterizující jejich strukturu a chování podle metodiky v kapitole 3. Příslušné metody použité pro simulaci se vybraly z menu *Parameters* a přidaly se jim vypočítané parametry (příloha 2).

V dalším kroku byly vytvořeny časové řady teplot vzduchu a úhrn srážek pro každé dílčí povodí, časová řada průtok byla zadána pro celé povodí ze závěrečného profilu LG Ostrov. Jednotlivé časové řady se vytvořily s použitím manageru časových řad (*Time-Series Data Manager*), kde se zvolí časový krok, použité jednotky a období simulace. Nakonec byly řady vloženy do modelu pomocí kopírování z tabulkového editoru z MS Excelu, kde byly předtím zpracovány.

**Obrázek 4-1: Schéma povodí Bystice po záv. rový profil
LG Ostrov v modelu HEC-HMS**

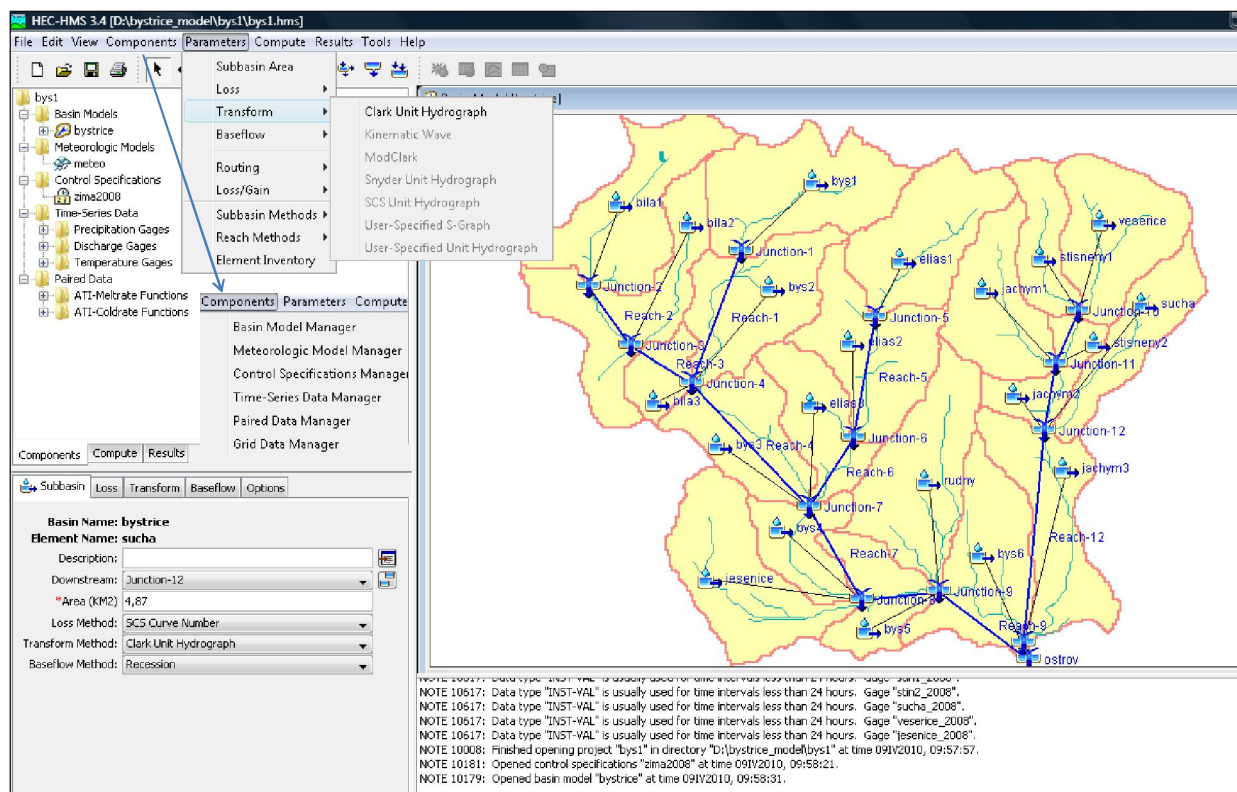


Zdroj: HEC-HMS 3.4, vlastní zpracování

Meteorologický model (*Meteorologic Model*) byl vybrán také z menu *Components*, ve kterém byla specifikována metoda pro srážky (*Specified Hyetograph*) a metoda pro akumulaci a tání snhové pokrývky (*Temperature Index*). Důležitým krokem bylo propojení dílčích povodí v meteorologickém modelu s časovými řadami úhrnů srážek a teploty vzduchu z manageru časových řad. Aby se mohl vytvořit nový simulací běh, bylo zapotřebí ještě definovat časovým krok do specifikací simulace (*Control Specification Manager*). Jednotlivé volby použitých metod a komponent jsou znázorněny na obrázku 4-2. Obrázek 4-3 pak zobrazuje souhrnné zadávání výpočetních parametrů do zvolených metod v hydrologickém modelu HEC-HMS.

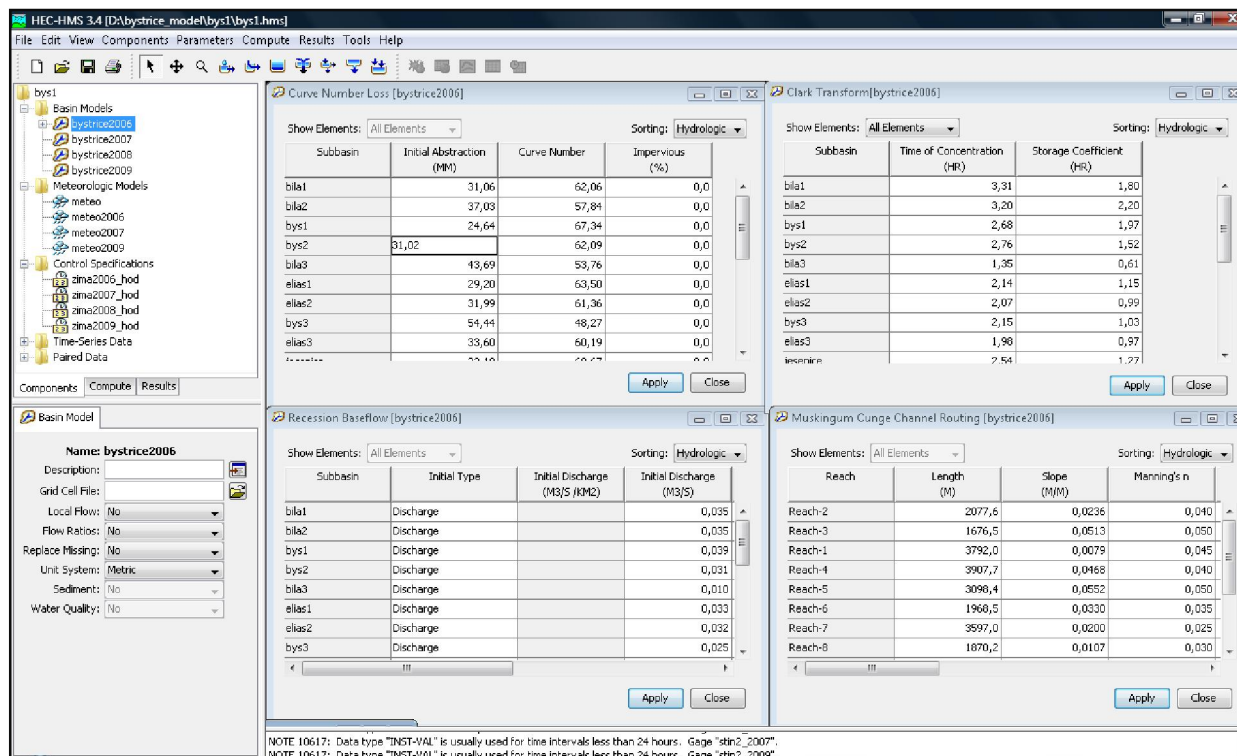
Po provedení všech výše zmíněných postupů se mohlo přejít na vytvoření nového simulací běhu (*Create a Simulation Run*).

Obrázek 4-2: Ukázka volby použité metody a použitých komponent v modelu HEC-HMS



Zdroj: HEC-HMS 3.4

Obrázek 4-3: Zadání vypo tených parametrů do použitých metod v modelu HEC-HMS



Zdroj: HEC-HMS 3.4

4.2. KALIBRACE A VERIFIKACE MODELU

Kalibrací modelu máme na mysli optimalizaci hodnot vstupních parametrů jednotlivých metod s cílem dosáhnout co nejlepší shody mezi pozorovanými a simulovanými parametry (*Beven, 2001*). Pokud se liší výsledné hydrogramy pozorovaných a simulovaných průtoků, vývojové křivky vodní hodnoty snižují, postupuje se k úpravám těchto podmínek, přičemž je důležité vhodně vybrat parametry, které budeme upravovat kalibračním procesem (*Seibert, 1997*). Kalibrace se provádí na probíhnutých událostech, kdy je možné ověřit kvalitu výpočtu. Kalibrace modelu může být buď automatická (zajišťována softwarem), nebo manuální (úprava řešítelem), která je však často velmi náročná a nezajišťuje vždy jednoznačné řešení, protože změna jednoho parametru se dá kompenzovat opačnou změnou jiného. V obou případech je však nutné stanovit hraniční podmínky kalibrovaných parametrů.

K vyjádření míry shody slouží výpočet objektivního kritéria (*Efficiency Criterion*), která matematicky vyjadřují, jak přesně odpovídají simulace skutečnosti (*Beven, 2001*). V hydrologické praxi se nejčastěji používá k interpretaci výsledků objektivní kritérium Nash-Sutcliffe (*Nash, Sutcliffe, 1970*, rovnice 12), procentní objemová chyba a relativní chyba kulminace (*Da helka et al., 2003*, rovnice 13 a 14), které byly použity také v předkládané práci. Pro porovnání dat lze využít i jiná objektivní kritéria (například smíšená chyba odhadu RMSE nebo koeficient variace PE) a blíže se jim vnují například publikace *Bevena, 2001*, *Feldmana, 2000* nebo *WMO, 1987*. Špatná shoda mezi simulovanými a naměřenými daty je důsledkem vzniku následujících chyb: náhodné nebo systematické chyby ve vstupních datech nebo přímých měření a chyby v důsledku hodnot nekalibrovaných parametrů a nekompletní struktury modelu (*Da helka et al., 2003*).

Dalším krokem je verifikace modelu. Ta spočívá v prokázání, že pro nekalibrované hodnoty daných parametrů jsou výstupy blízké naměřeným veličinám i pro časová období, pro která nebyl model nakalibrován (*Da helka et al., 2003*).

Hydrologický model HEC-HMS byl nakalibrován na povodí Bystřice pro zimní období (kalibrační událost 1. 11. 2005 až 7. 4. 2006) v práci *Jeníka (2009a)*, který vycházel z odvozování opravných koeficientů kalibrovaných parametrů ze studie *Federera et al. (1972)*. Z tohoto důvodu bylo v předkládané práci využito těchto výsledků a podle koeficientů v tabulce 5 byly opraveny hodnoty parametrů přímého odtoku (doba koncentrace a transformační faktor), základního odtoku (poklesová konstanta a retenční konstanta) a hodnota konstantní infiltrace rozptýleného snižování do podlahy.

Tabulka 5: Seznam kalibrovaných parametrů a jejich opravné koeficienty

Parametr	Název parametru	Model	Koeficient
T_c [hod]	Time of Concentration - doba koncentrace	Direct-Runoff Model - p ímý odtok	10
R_c	Storage Coefficient - reten ní konstanta	Direct-Runoff Model - p ímý odtok	15
ReC [$m^3 \cdot s^{-1}$]	Recession Constant - poklesová konstanta základního odtoku	Baseflow Model - základní odtok	1
<i>Ratio to Peak</i>	Threshold Value - prahová hodnota	Baseflow Model - základní odtok	2
<i>Groundmelt</i> [mm.d ⁻¹]	Konstantní infiltace roztátého sn ěhu do p ědy	Snow Model - sn ěhový model	1,5

Zdroj: Jení ek, 2009a

4.3. MODELOVÁNÍ VODNÍ HODNOTY SN ĚHU A ODTOKU ZE SN ĚHU

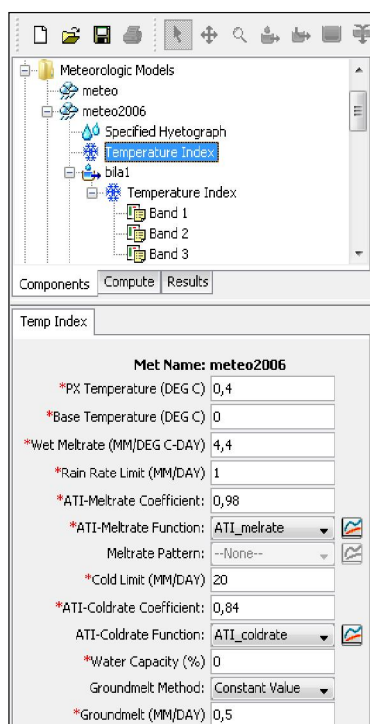
Modelování vodní hodnoty sn ěhu a odtoku ze sn ěhové pokrývky v modelu HEC-HMS probíhalo pro všechny zvolené události, tzn. zima 2005/2006, zima 2007/2008 a zima 2008/2009 (vždy od 1. listopadu do 14. dubna) pomocí metody *Temperature Index*, pro kterou byla nastavena podle manuálu (*Fleming, Scharffenberg, 2009*) a vlastního zjištění sada parametrů pro každé simulované období zvlášť podle jeho charakteru (p ědejšími hodnoty PX Temperature, Wet Meltrate a Groundmelt). Na obrázku 4-4 je uveden p říklad vstupních parametrů do vybrané modelovací metody.

Parametry pro výšková pásma jednotlivých subpovodí (*bands*) byla zjištěna na základě DMÚ 25. Rozdělení povodí na výšková pásma je znázorněno na obrázku 4-5, do kterého bylo zahrnuto také rozdělení dílčích povodí do skupin podle průměrné nadmořské výšky subpovodí. Každou skupinu ve výsledcích bude reprezentovat jeden graf (obrázek 4-9, 4-13 a 4-17) pro znázornění simulovaných a pozorovaných hodnot vodní hodnoty sn ěhu, jelikož je předpoklad, že ve skupinách dílčích povodí bude vývoj SWE podobný.

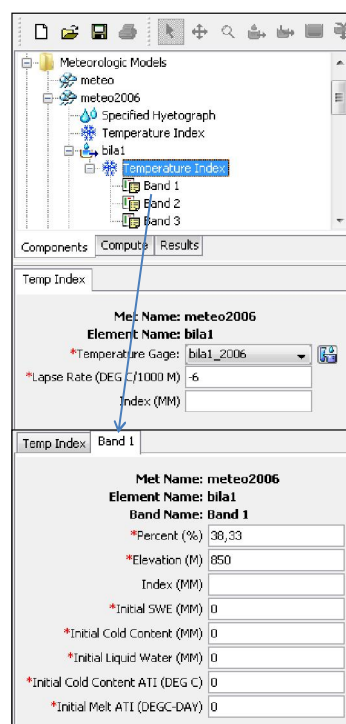
Každému dílčímu povodí byla v meteorologickém modelu přidána časová řada teploty vzduchu a úhrn srážek, aby lépe charakterizovala danou oblast z hlediska akumulace a tání sn ěhové pokrývky, než kdyby se zadávala jedna průměrná časová řada zmíněných veličin pro celé povodí. Všechny potřebné časové řady byly do modelu zadány v denním časovém kroku, jelikož jiné nebyly k dispozici a stejný případ použití např. hodinových dat by nastal velký problém s ostatními parametry vstupující do sn ěhového modelu a muselo by dojít k dalšímu složitějšímu odvozování a kalibraci jejich hodnot, což nebylo předmětem práce. Výsledky jednotlivých simulací budou interpretovány v následujících kapitolách.

Obrázek 4-4: Zvolené hodnoty parametrů pro metodu Temperature Index v HEC-HMS

Parametry metody Temperature Index

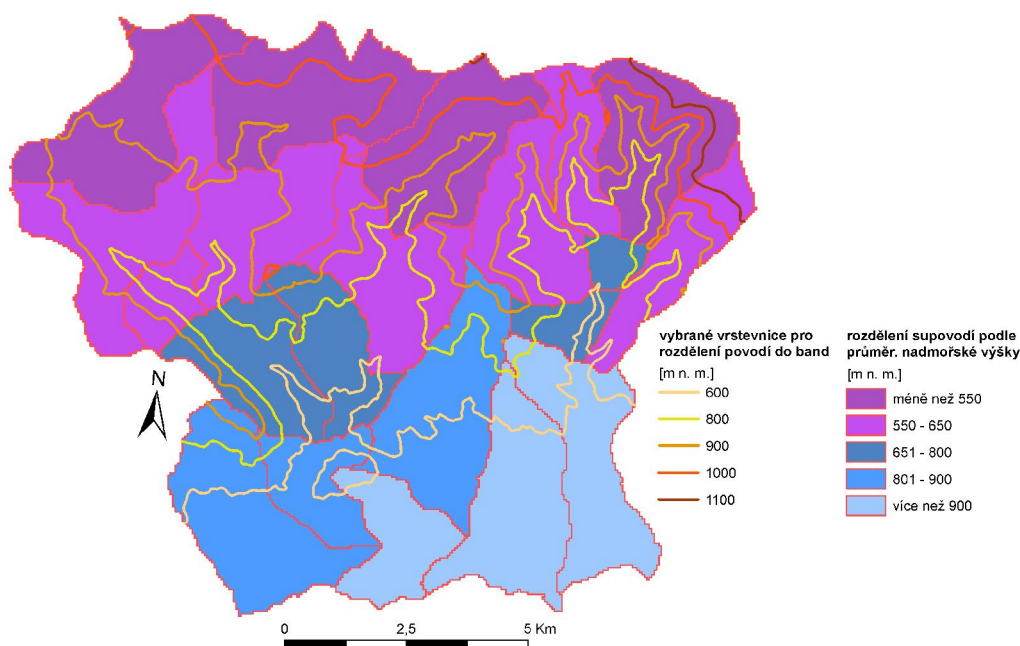


Parametry subpovodí a jejich výškových pásem



Zdroj: HEC-HMS 3.4

Obrázek 4-5: Rozdělení povodí na výšková pásma a rozdělení subpovodí do skupin podle průměrné nadmořské výšky



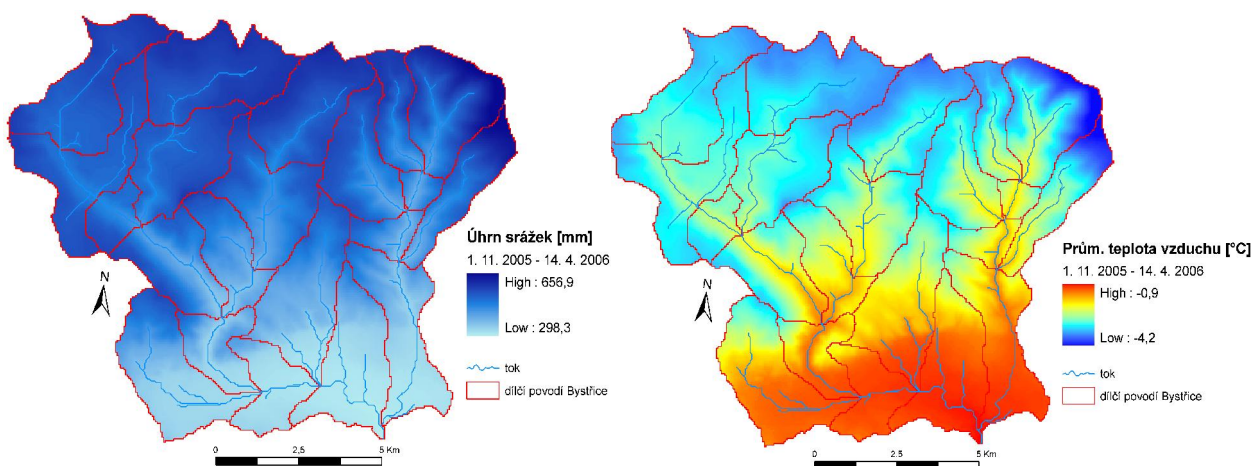
Zdroj dat: DMÚ 25, vlastní zpracování

Po vyzkoušení sn hové komponenty hydrologického modelu HEC-HMS bylo zjišt no, že model neumí p esn vystihnout celé zimní období, že dochází k ur ité chyb vlivem r zných faktor . Z tohoto d vodu byly vytvo eny pro srovnání ješt hydrogramy pro kratší asový úsek. V tšinou se jednalo o období, kdy za alo tání sn hové pokrývky. Pro za átek každé vybrané epizody z jednotlivých zimních období se na základ p edchozích simulací vybraly vstupní parametry vztahující se ke sn hové pokrývce (ATI-melt, ATI-Cold Content, Initial SWE a Initil Cold Content) ke konkrétnímu dni. Všechny podrobn jší simulace prob hly stejn jako hlavní simulace v denním kroku.

4.3.1. Simulace zimního období 2005/2006

Zima 2005/2006 byla všeobecn zna n studená (viz pr m rná teplota vzduchu; obrázek 4-6) a na sníh velmi bohatá. Jarní povode 2006 byla zap í in na kombinací mnoha aspekt : ráz cirkulace, vysoké srážky, vysoké teploty vzduchu, nadpr m rné zásoby sn hu také ve st edních a nižších polohách, erstvý vítr a velká obla nost v no ních hodinách.

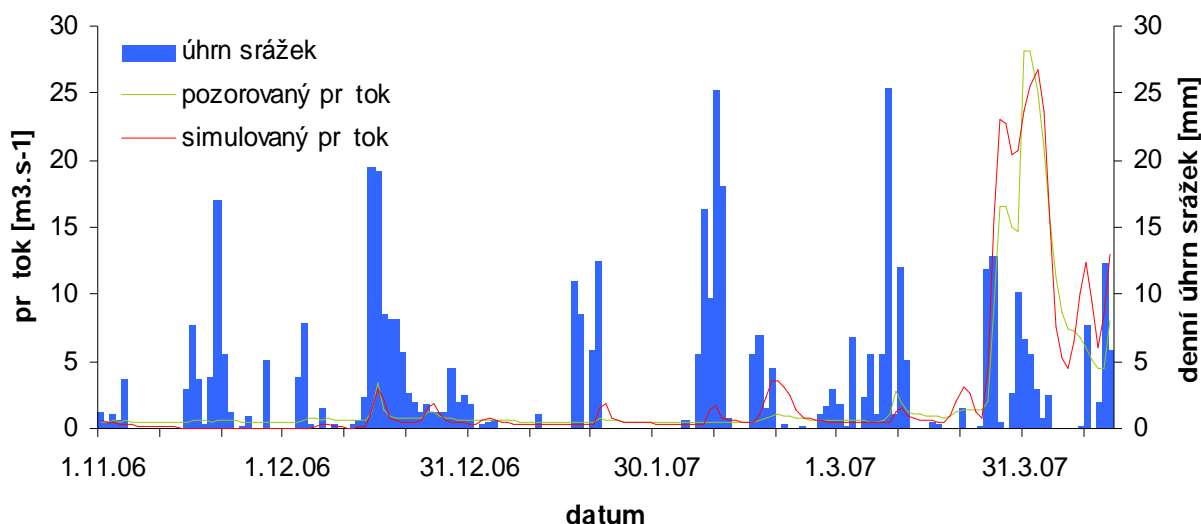
***Obrázek 4-6: Úhrn srážek a pr m rná teplota vzduchu v povodí Bystřice
od 1. 11. 2005 do 14. 4. 2006***



Zdroj dat: HMÚ, POH, vlastní zpracování

Sníh se postupn akumuloval na ploše celého povodí již od konce prosince 2005 a p ibližn do 25. b ezna nedocházelo k díl ím oblevám. Od tohoto dne se za al výrazn navyšovat pr tok na stanici LG Ostrov, zp sobený kladnými hodnotami teploty vzduchu, ke kterým se p idaly i deš ové srážky a to ve dvou po sob jdoucích epizodách. Ty se projevíly na hydrogramu hlavním a podružným maximem (obrázek 4-7).

Obrázek 4-7: Hydrogramy pro profil Ostrov od 1. 11. 2005 do 14. 4. 2006
(Simulace A)



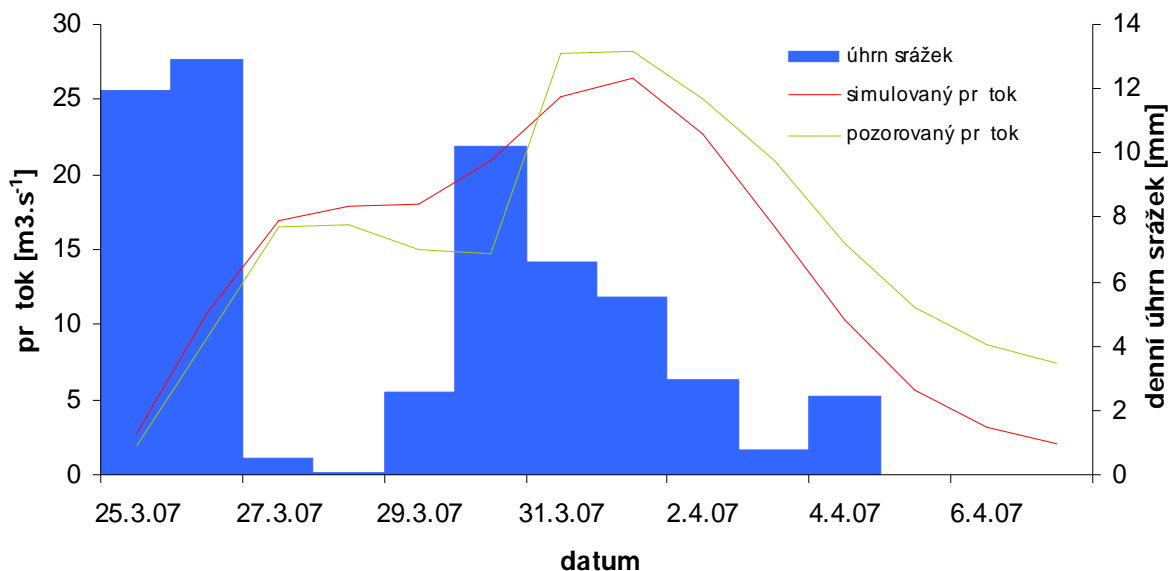
Zdroj dat: HMÚ, POH, HEC-HMS 3.4; vlastní zpracování

Na první pohled je vidět relativně dobrá shoda mezi pozorovaným a simulovaným průtokem pro závrtný profil LG Ostrov. Míra shody podle Nash-Sutcliffeho objektivního kritéria byla stanovena na hodnotu 0,91, což bylo hodnoceno jako velmi uspokojivé. Vysoká hodnota tohoto kritéria je dána především dobrou shodou hydrogramů do začátku tání sněhu na konci března a rozdíly v době kulminace a poklesové větve jsou tak potlačené. Kritérium objemové shody ukazuje na změnu 8,6 %, chyba kulminace byla stanovena na 5 % (tabulka 6). První větší rozdíl je vidět u podružného maxima, tj. po první srážkové epizodě, kdy model průtok výrazně navyšuje. Navyšení je také zřejmé v oblasti poklesové větve, což může být způsobeno použitou metodou výpočtu objemu odtoku (použití CN křivek) nebo hodnotou konstantní infiltrace roztaženého sněhu do podzemí (*Groundmelt*) ve sněhovém modelu. Pokud zemský povrch není zmrzlý před jeho souvislým pokrytím sněhem, přichází z podzemí teplo, které působí na bázi sněhové pokrývky a může docházet k jejímu pomalému odtávání i v průběhu, kdy sníh přibývá a teploty vzduchu se pohybuje pod bodem mrazu. Takto vzniklá tavná voda se dostává do země a tím může navyšovat základní odtok (podle propustnosti podzemí do vrstvy zvodnění). Podrobněji se bude parametrem *Groundmelt* zabývat část kapitoly 5.2 v diskuzi.

Na základě výsledků z předchozí simulace byla modelována jarní povodeň na přelomu března a dubna (25. 3. 2006 až 7. 4. 2006). Z obrázků 4-8 je dobře vidět, že oproti předchozí simulaci se přiblížil modelovaný průtok k pozorovanému v oblasti podružného maxima a poklesová větev je strmější, jelikož model rychleji reaguje na odezvu povodně, než je tomu ve

skutečnosti v přírodě. Relativně dobře také na sebe pasují hlavní vlny povodně v době kulminace, což dokazuje i nízká celková chyba kulminace a objemu. Pro srovnání jsou v tabulce 6 uvedeny základní charakteristiky hydrogramů z obou simulací.

Obrázek 4-8: Simulace průtoku od 25. 3. 2006 do 7. 4. 2006 pro profil Ostrov
(Simulace B)



Zdroj dat: HMÚ, POH, HEC-HMS 3.4; vlastní zpracování

Tabulka 6: Základní charakteristiky hydrogramů modelovaných událostí (zima 2005/2006)

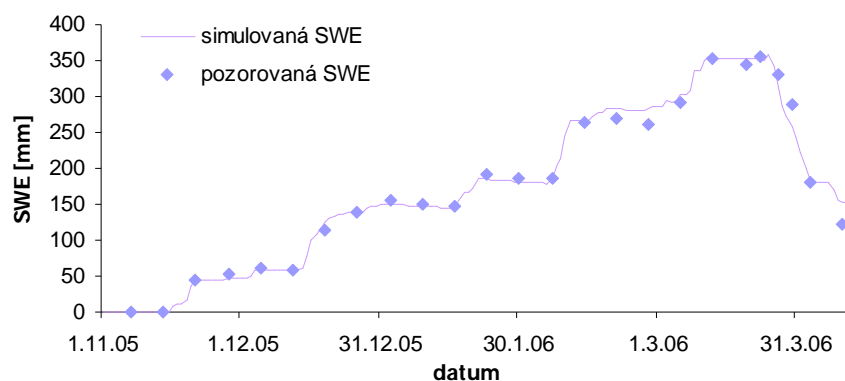
Parametr	Simulace A		Simulace B	
	Hodnota	Změna	Hodnota	Změna
Nash-Sutcliffe	0,91	-	0,79	-
Objem vlny - modelovaný	265,26	-8,6%	139,17	5,2%
Objem vlny - pozorovaný	244,22		146,77	
Kulminace - modelovaný	26,80	5%	26,40	6,2%
Kulminace - pozorovaný	28,21		28,21	

Zdroj dat: HEC-HMS 3.4; vlastní zpracování

U jednotlivých zim byl modelován také parametr vodní hodnoty sněhu. Cílem bylo zjistit jeho vývoj v průběhu celého zimního období a porovnat denní simulované hodnoty s pozorovanými týdenními daty vodní hodnoty sněhu, jelikož v kratším časovém kroku se v síti

HMÚ nemění. Výsledky modelování reprezentuje pro každou skupinu subpovodí (obrázek 4-5) jeden graf. Všechny výsledné grafy spolu s průměrnou nadmořskou výškou zvoleného subpovodí a s hodnotou Nash-Sutcliffe (N-S) objektivního kritéria jsou znázorněny na obrázku 4-9.

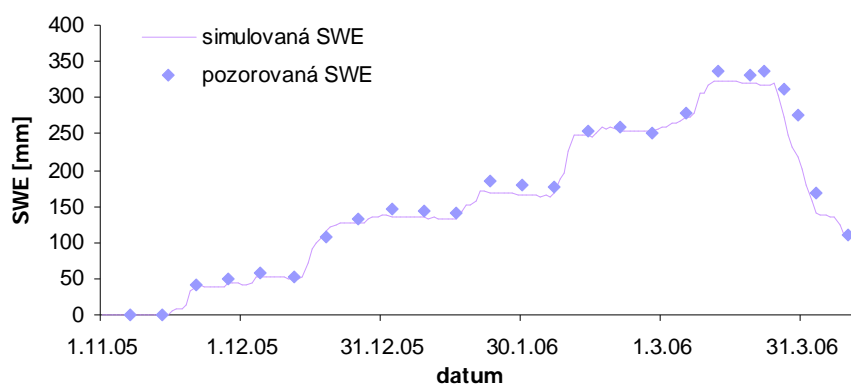
**Obrázek 4-9: Vývoj vodní hodnoty sněhu pro vybraná díla povodí
z výškových skupin (zima 2005/2006)**



Bílá Bystice 1

Výška: 927 m n. m.

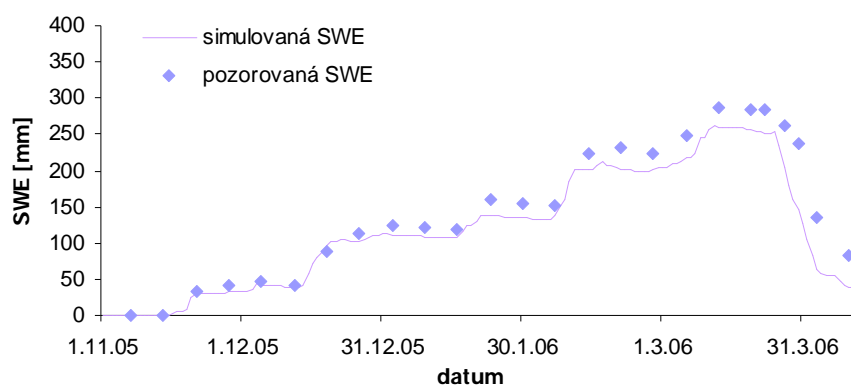
N-S: 0,99



Suchá

Výška: 885 m n. m.

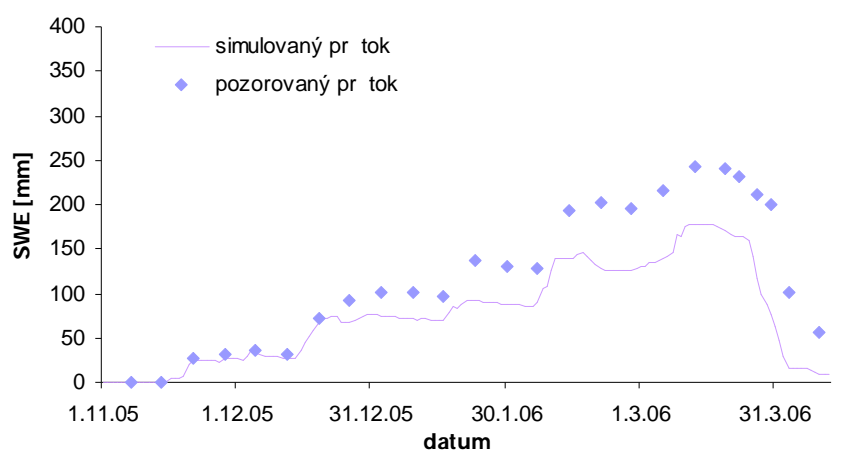
N-S: 0,97



Bystice 3

Výška: 763 m n. m.

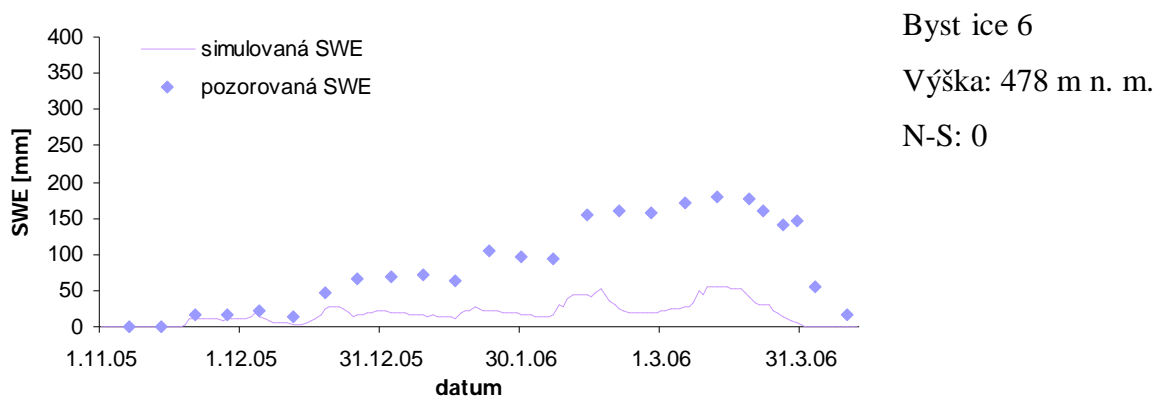
N-S: 0,85



Rudný

Výška: 645 m n. m.

N-S: 0,36



Zdroj dat: HMÚ, HEC-HMS 3.4; vlastní zpracování

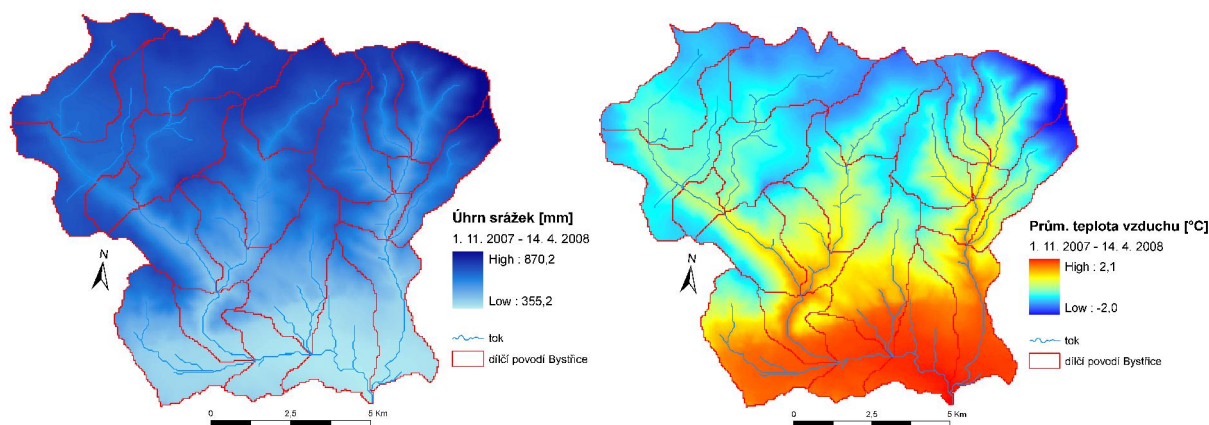
Z hlediska srovnání simulovaných a naměřených hodnot vodní hodnoty snhu je vidět velmi uspokojivá shoda především v horní části povodí (od 800 m n. m. a výše), kde N-S objektivní kritérium dosahuje hodnoty 0,99. Ve střední části povodí již došlo k rozdílu a pod 700 m n. m. je vidět výraznější podhodnocení pozorovaných hodnot a dokonce pod hranici zhruba 600 m n. m. se již přiblížení SWE neshoduje. Rozdíly mohou být způsobeny výpočtem modelu, ale spíše mohou mít svůj původ v použité orografické interpolaci metod naměřených staničních hodnot, která je způsobena mimo jiné také absencí měření zkoumané veličiny v nižších polohách povodí.

Probíhající simulace zvoleného zimního období poukazuje na uspokojivou shodu jak ve vývoji hydrogramu, tak ve vývoji vodní hodnoty snhu. Tyto výsledky jsou dány také charakterem zimy, kdy nedocházelo k dlouhým oblévám a snhová pokrývka se vyskytovala ve středních i nižších polohách povodí. Model tak mohl lépe vystihnout celou modelovanou událost.

4.3.2. Simulace zimního období 2007/2008

Pro další modelování odtoku ze snhové pokrývky a vodní hodnoty snhu bylo vybráno zimní období 2007/2008, které mělo úplně jiný charakter a přiblížení než zima 2005/2006. Ve sledované zimě byly zaznamenány nadprůměrné teploty vzduchu (např. v lednu a únoru), v jejím průběhu se nevyskytovaly významnější snhové zásoby a docházelo k dlouhým oblévám, které ale podstatně neovlivnily průtokové stavy na řekách kromě tání snhu na začátku prosince roku 2007. Rozložení úhrnů srážek a teploty vzduchu v simulovaném období je zobrazeno na obrázku 4-10.

Obrázek 4-10: Úhrn srážek a průměrná teplota vzduchu v povodí Bystřice
od 1. 11. 2007 do 14. 4. 2008

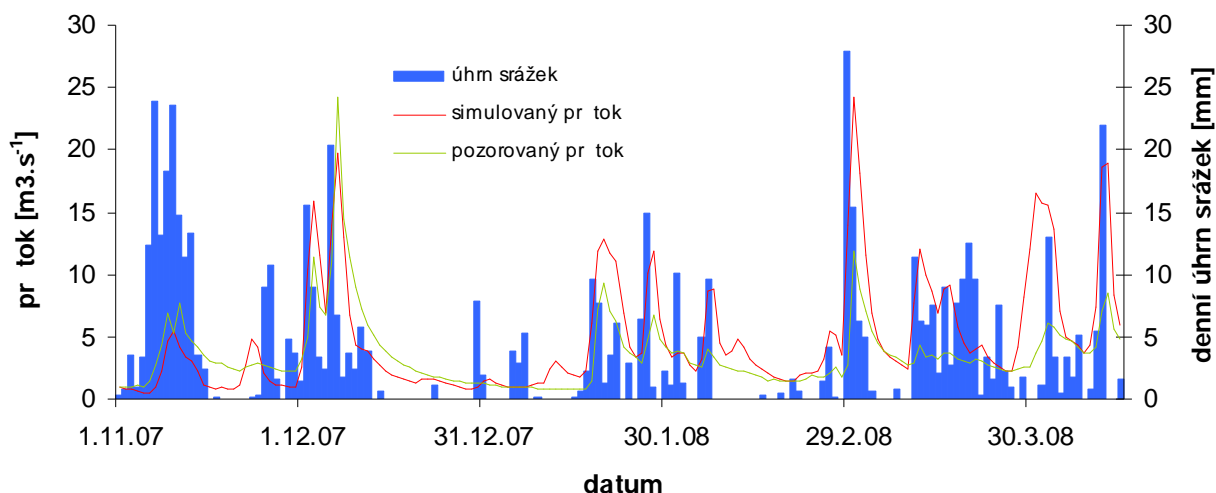


Zdroj dat: HMÚ, POH, vlastní zpracování

Z výsledného simulovaného hydrogramu (obrázek 4-11) je vidět, že model vyhodnotil za kulminace průtok událost na počátku měsíce března 2008, kdy Českou republikou přecházela tlaková níže Emma a místy dosahovaly denní úhrny srážek 50 až 100 mm za den (HMÚ, 2009a). V Povodí Bystřice byl zaznamenán nejvyšší průměrný denní úhrn srážek 28 mm (29. 2. 2008). Pozorovaný průtok se po této epizodě zvýšil na pouhých $12 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ oproti simulovanému, který se přiblížil až k hodnotě $24 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, což může být způsobeno i faktem, že v této době v povodí neležel žádný sníh a model špatně vyhodnotil situaci. Skutečný maximální průtok byl dosažen v první třetině měsíce prosince roku 2007 ($24 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), kdy po vydatném sněžení a akumulaci sněhové pokrývky na začátku listopadu přišlo oteplení v kombinaci s denními srážkami a to ve dvou epizodách. Průběh této oblevy měl podobný ráz jako přitání sněhu na konci března roku 2006, kdy vznikly dvě povodňové vlny a stejně tak podružné maximum bylo simulováno na vyšší hodnotu a hlavní maximum bylo modelem podceněno.

Celkově se dá říci, že simulovaný průtok velmi nadhodnocoval skutečnou situaci, kromě pozorovaného kulminace průtok. Nash-Sutcliffeho kritérium dosáhlo hodnoty pouze 0,20, maximální průtok byl simulovaný v jiné části zimního období než ve skutečnosti nastal a objemová chyba dosáhla zhruba -32,7 % (tabulka 7). Sněhový model systému HEC-HMS, jak jsme se mohli přesvědčit ze simulace zimy 2005/2006, lépe modeluje odtok ze sněhové pokrývky v případě, když v průběhu zimy nedochází k delším oblevám a teplota vzduchu dosahuje nižších hodnot a nepohybuje se v blízkosti nuly.

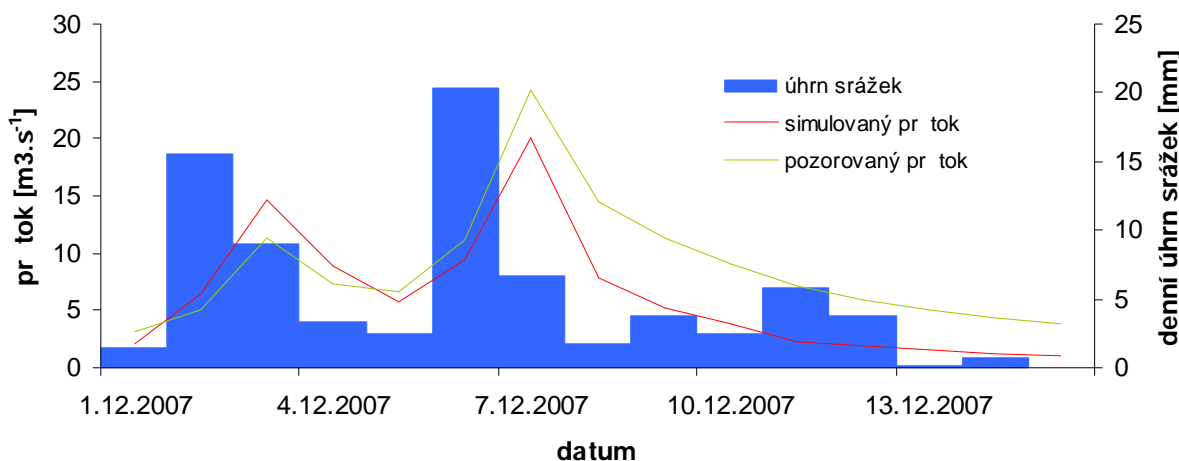
Obrázek 4-11: Hydrogramy pro profil Ostrov od 1. 11. 2007 do 14. 4. 2008
(Simulace A)



Zdroj dat: HMÚ, POH, HEC-HMS 3.4; vlastní zpracování

Povodňová situace na začátku prosince (od 1. 12. 2007 do 15. 12. 2007) byla modelována zvlášť s předpokladem určitého zesílení předchozích výsledků. Z hydrogramu na obrázku 4-12 si můžeme všimnout snížení simulovaného průtoku v oblasti podružného maxima, jinak křivka průtoku je relativně podobná. Modelovaný maximální průtok se změnil oproti předchozí hodnotě pouze o $0,32 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a poklesová větev se pořád stejně rychle snižuje. Výsledky vybraných objektivních kritérií jsou zaznamenány v tabulce 7.

Obrázek 4-12: Simulace průtoku od 25. 3. 2006 do 7. 4. 2006 pro profil Ostrov
(Simulace B)



Zdroj dat: HMÚ, POH, HEC-HMS 3.4; vlastní zpracování

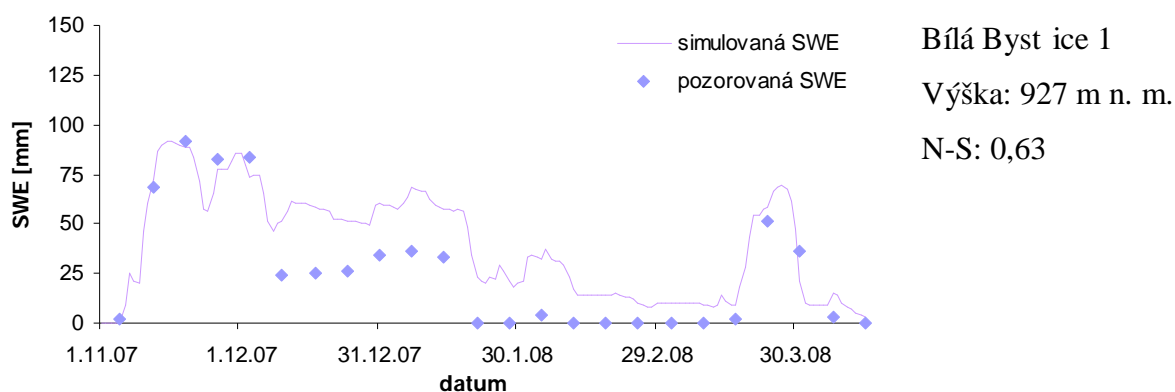
Tabulka 7: Základní charakteristiky hydrogram modelovaných událostí (zima 2007/2008)

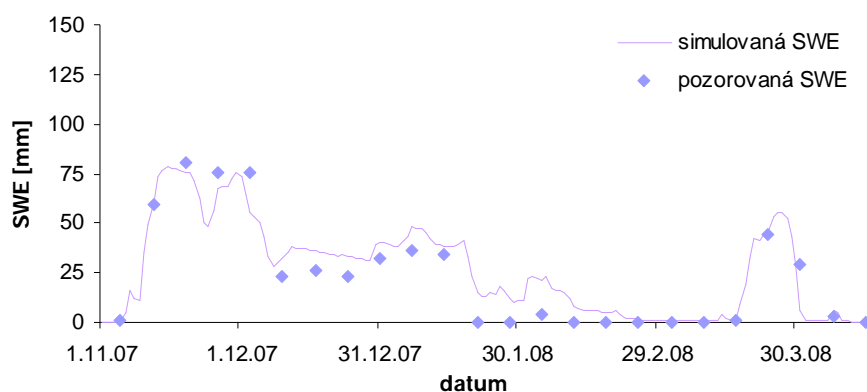
Parametr	Simulace A		Simulace B	
	Hodnota	Zm na	Hodnota	Zm na
<i>Nash-Sutcliffe</i>	0,20	-	0,78	-
<i>Objem vlny - modelovaný</i>	554,91	-32,7%	74,56	12,4%
<i>Objem vlny - pozorovaný</i>	491,22		86,91	
<i>Kulminace - modelovaný</i>	19,66	19,1%	19,98	17,7%
<i>Kulminace - pozorovaný</i>	24,30		24,30	

Zdroj dat: HEC-HMS 3.4; vlastní zpracování

Při modelování vývoje vodní hodnoty sn hu pro celé zimní období p ekvapiv vyšla lepší shoda mezi simulovanou a pozorovanou hodnotou SWE ve střední části povodí než v jeho vrcholových oblastech, kde se předpokládala (obrázek 4-13). Model nadhodnocoval pozorovaný parametr právě v období tání v první třetině prosince 2007, kdy ve skutečnosti po oteplení a srážkách v podobě deště hodnota SWE šla prudce dolů, ale model simuloval její mírnější pokles, který měl vliv na její další vývoj. Tato nesrovnalost byla mimo jiné způsobena parametrem teplotního indexu tání v době vypadávání srážek. Při jeho zvýšení se více vyrovnaly hodnoty SWE ve vrcholové části, ale naopak se velmi rozkolísaly ve střední a dolní části povodí. V důležitých povodích pod 700 m n. m. byla modelem hodnota SWE podceňována, což mohlo být způsobeno nízkými hodnotami SWE, které dosahovaly maximálně 38 mm a chybami vzniklými při interpolaci.

Obrázek 4-13: Vývoj vodní hodnoty sn hu pro vybraná díla povodí z výškových skupin (zima 2007/2008)

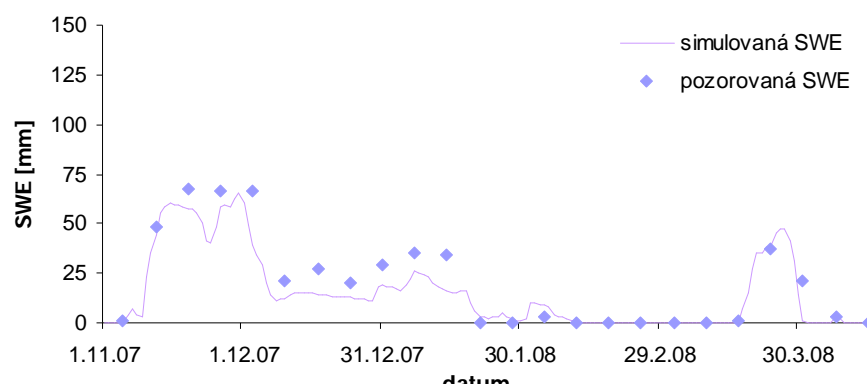




Suchá

Výška: 885 m n. m.

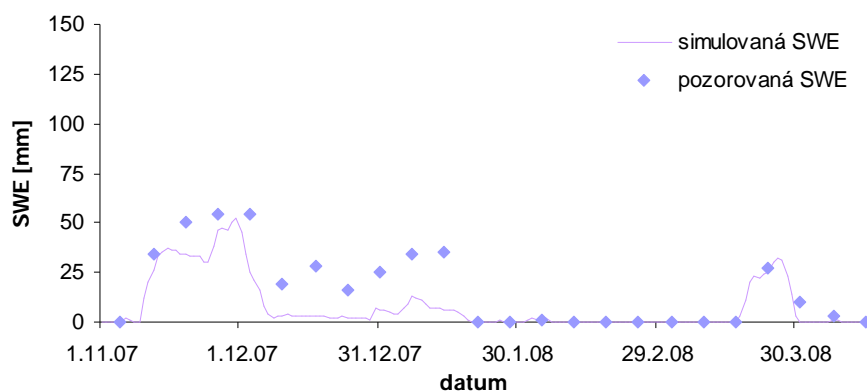
N-S: 0,82



Byst ice 3

Výška: 763 m n. m.

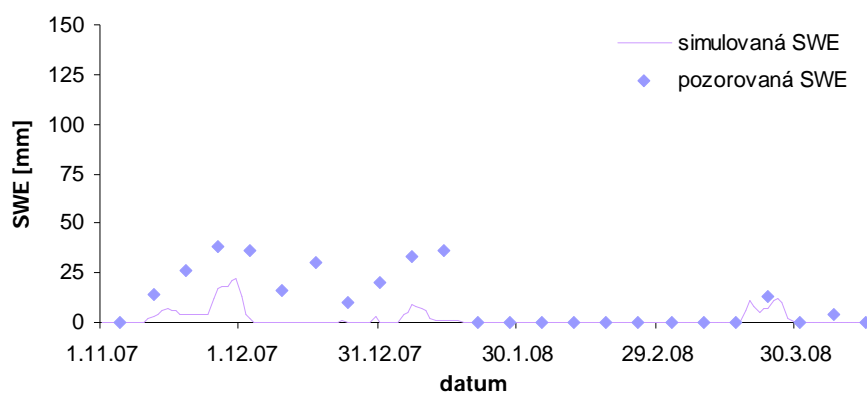
N-S: 0,76



Rudný

Výška: 645 m n. m.

N-S: 0,28



Byst ice 6

Výška: 478 m n. m.

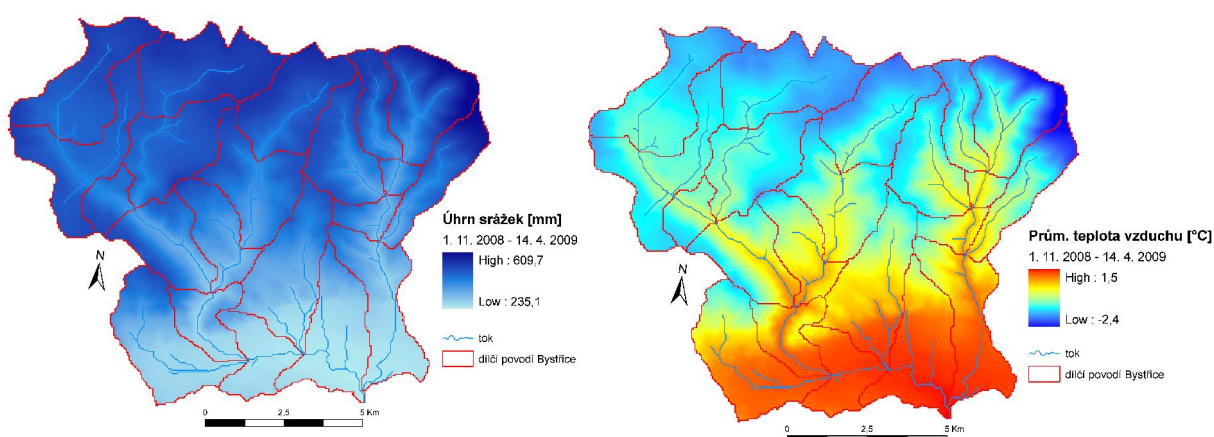
N-S: 0

Zdroj dat: HMÚ, HEC-HMS 3.4; vlastní zpracování

4.3.3. Simulace zimního období 2008/2009

Zimní období 2008/2009 bylo oproti dřívějším zimám bohaté na sníh a to především ve vyšších a středních polohách. Zásoby sněhu v povodí Bystice byly relativně vysoké, ale zdaleka nedosahovaly úrovně z roku 2006. Na rozdíl od zmiňované zimy však k tání sněhu docházelo postupně v důsledku oteplování a bezpřírodních dešových srážek. Rozložení úhrnů srážek a teploty vzduchu v simulovaném období je zobrazeno na obrázku 4-14.

Obrázek 4-14: Úhrn srážek a průměrná teplota vzduchu v povodí Bystice
od 1. 11. 2008 do 14. 4. 2009

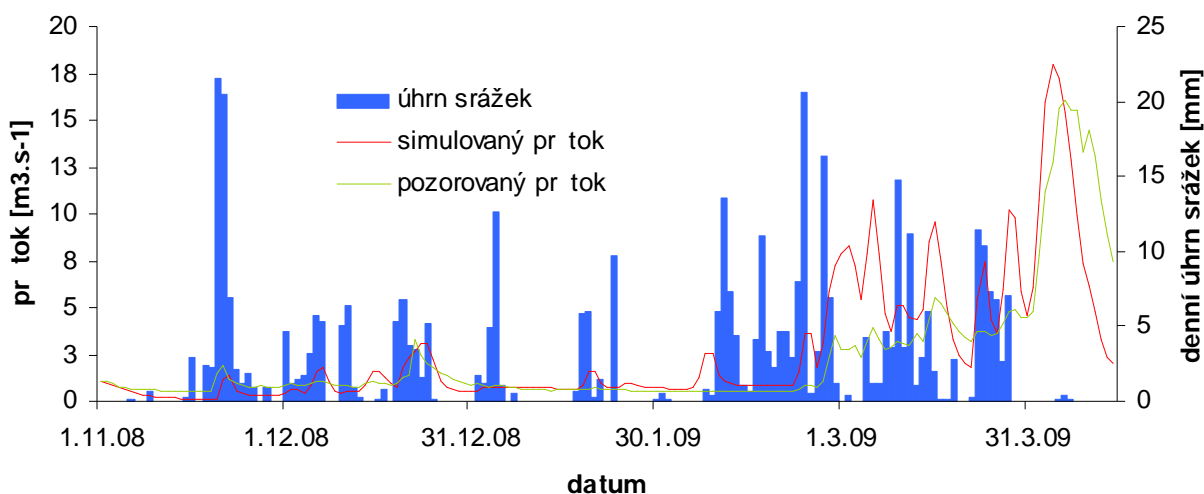


Zdroj dat: HMÚ, POH, vlastní zpracování

Sníh se začal v povodí Bystice akumulovat na konci listopadu a až do konce února nedocházelo k větším denním oběvům (obrázek 4-15). Především z tohoto důvodu bylo N-S kritérium vypočteno na hodnotu 0,61. Velký problém modelu HEC-HMS v simulaci odtoku, ale i vodní hodnoty sněhové lála situace, která nastala na začátku března, kdy došlo k několika oběvům a opožděnému nárůstu sněhové pokrývky v relativně krátkých časových intervalech, což se projevilo vysokou rozkolísaností modelovaného průtoku. Chyba mohla vzniknout při použití metody CN křivky, která špatně simuluje odezvu na srážky, které jsou tvořeny více srážkovými vlnami. Na konci března začal akumulovaný sníh postupně odtávat z větší části vlivem radiace a došlo ke zvýšení průtoku na úroveň, které postupně odeznívalo. Model však vyhodnotil danou situaci rychlým nástupem i poklesem povodňové vlny, kdy skutečnou dobu kulminace (po itáme simulaci v denním kroku) předhl o dva dny. V tomto případě může být chyba dána teplotním faktorem tání (*degree-day factor, DDF*), který musí být odvozen jak pro srážkové, tak bezsrážkové období a je zatížen určitou nejistotou při jeho stanovení.

Chyba mohla také vzniknout použitím denního časového kroku teploty vzduchu a mohlo dojít k potlačení její rozkolísanosti během dne. Ve sněhové modely byla z hlediska charakteru tání sněhové pokrývky snížena hodnota *Wet Meltrate* (teplotní index tání v době výpadávání srážek) oproti zimě 2005/2006 ze 4,5 na 4,1 mm.°C.d⁻¹. Hodnota parametru, která se musela také změnit, byla konstantní infiltrace roztátého sněhu do půdy (*Groundmelt*). Ovlivnění kulminace průtoků, při její vyšší hodnotě například 1,1 mm.d⁻¹ se kulminace chyba blížila k 1,1 %, jelikož v době tání nevypadávaly žádné srážky a infiltrace tavné vody do půdy hrála velmi důležitou roli. Problém však nastal u zbývajících řad simulovaných průtoků, které se úplně vymykaly z možné shody s pozorovanými daty. Proto se při modelování celého zimního období přistoupilo ke snížení parametru *Groundmelt* na hodnotu 0,7 mm.d⁻¹ a tím nabyl simulovaný kulminace průtok vyšších hodnot, než ve skutečnosti bylo naměřeno.

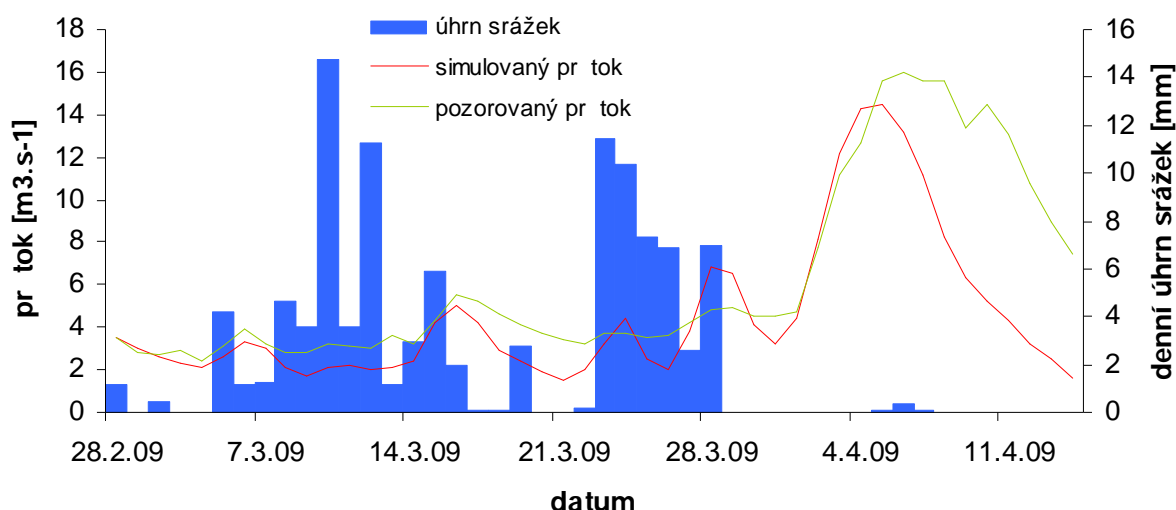
Obrázek 4-15: Hydrogramy pro profil Ostrov od 1. 11. 2008 do 14. 4. 2009
(Simulace A)



Zdroj dat: HMÚ, POH, HEC-HMS 3.4, vlastní zpracování

Na základě výsledků z předchozí simulace byla vybrána událost, kdy začalo navýšování průtoků na stanici LG Ostrov tzn. od 28. 2. 2009 do 14. 4. 2009 (obrázek 4-16). Celkově se dá říci, že se hodnoty průtoků simulovaného hydrogramu snížily a více se přiblížily skutečné události, i když pořád jsou zde velké nedostatky, což dokazuje i N-S kritérium, které dosáhlo pouze hodnoty 0,30. Oproti předchozímu případě se změna kulminace snížila o 13,1 % (tabulka 8) a nástup doby kulminace byl snížen ze dvou dnů na jeden. Došlo tedy k zlepšení průběhu odtoku, ale pořád zde vnika nejistota spojená s parametrem *DDF* a hodnotou *Groundmelt*. Pro další zlepšení výsledků modelování odtoku ze sněhové pokrývky je důležitý další výzkum a zlepšení těchto veličin a modelování v hodinovém kroku.

Obrázek 4-16: Simulace pr toku od 28. 2. 2009 do 14. 4. 2009 pro profil Ostrov
(Simulace B)



Zdroj dat: HMÚ, POH, HEC-HMS 3.4, vlastní zpracování

Tabulka 8: Základní charakteristiky hydrogram modelovaných událostí (zima 2005/2006)

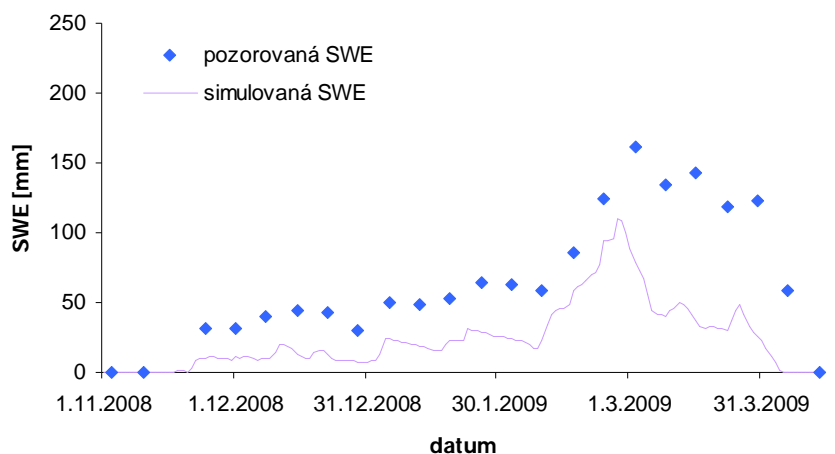
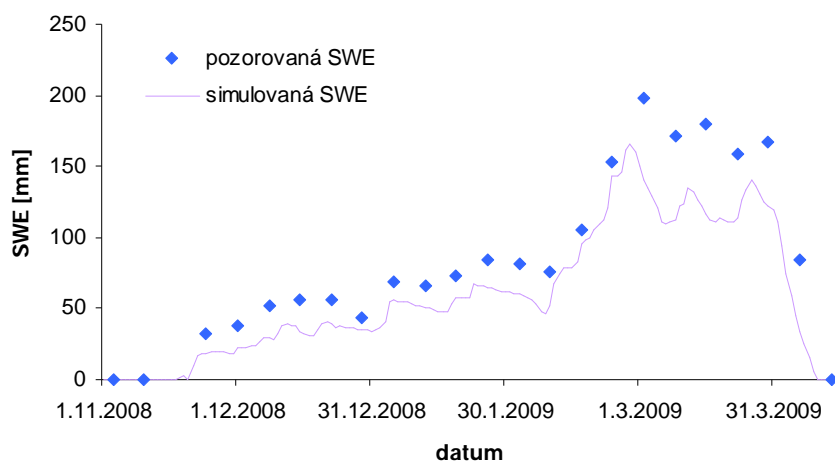
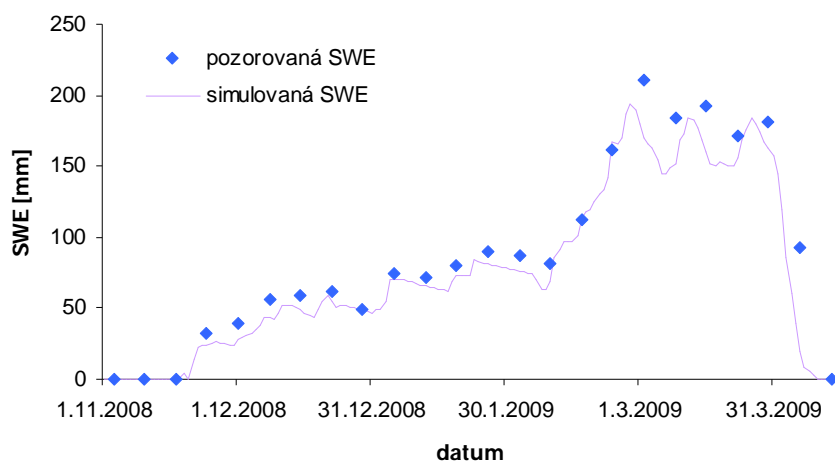
Parametr	Simulace A		Simulace B	
	Hodnota	Změna	Hodnota	Změna
Nash-Sutcliffe	0,62	-	0,30	-
Objem vlny - modelovaný	299,62	-17,4%	152,97	20,2%
Objem vlny - pozorovaný	255,24		191,76	
Kulminace - modelovaný	19,20	-20,0%	14,40	10,1%
Kulminace - pozorovaný	16,02		16,02	

Zdroj dat: HEC-HMS 3.4; vlastní zpracování

Vývoj vodní hodnoty sněhu se v případě zimy 2008/2009 zkoumal pro horní a střední část povodí, protože v nižších polohách se sněhová pokrývka vyskytovala jen krátkou dobu a její vývoj byl velmi variabilní. Navíc ve zkoumaném období několikrát vypadlo měření u stanice Karlovy Vary – lázně, která reprezentuje dolní část povodí, a tím mohly vzniknout chyby při interpolaci SWE a následné chyby při modelování jejího vývoje právě v dolní části Bystřice. Na obrázku 4-17 jsou zobrazeny grafy vývoje SWE pro dílčí povodí Bystřice od skupiny nad 700 m n. m. Při souhrnném vyhodnocení naměřených a simulovaných dat je zjevná uspokojivá shoda v horní části povodí a celkově dobrá shoda u povodí od 800 m n. m. U dílčího povodí Bystřice 3 model výrazně podcenil především poslední etapu sledovaného období, kdy sníh postupně odtával (pomalejší snižování hodnoty SWE), ale model simuloval

na počátku velmi rychlý pokles SWE a pak už se naměřeným hodnotám nemohl přiblížit. Ani zprávně v druhé simulaci nepředneslo lepší výsledek v modelování vodní hodnoty sněhu.

**Obrázek 4-17: Vývoj vodní hodnoty sněhu pro vybraná díla i povodí
z výškových skupin (zima 2005/2006)**



Zdroj dat: HMÚ, HEC-HMS 3.4, vlastní zpracování

5. DISKUZE

V rámci kapitoly diskuze lze vylenit několik základních okruhů, které se v ní týkají problematiky nejistot spojených se zpracováním vstupních dat, s použitým hydrologickým modelem, volbou metod a s odvozením požadovaných podmínek do srážko-odtokového procesu. Obecně můžeme na základě těchto zjištění použít k rozdělení diskuze následující strukturu:

- Nejistoty související se zpracováním dat
- Použitý hydrologický model a požadované podmínky srážko-odtokového procesu
- Návrhy pro zlepšení výsledků

5.1. NEJISTOTY SOUVISEJÍCÍ SE ZPRACOVÁNÍM DAT

Hydrologický model HEC-HMS pro správné modelování odtoku ze sněhové pokrývky a vývoje vodní hodnoty sněhu potřebuje velké množství vstupních dat, které jsou zatíženy nejistotou nejprve při jejich měření a následně při jejich zpracování. Kvalitní popis fyzicko-geografických charakteristik závisí na podrobnosti mapových a datových podkladů. Od vytvoření digitálního modelu terénu (DMÚ 25) se odvíjí výpočet dalších charakteristik povodí (např. výpočet nejdelší údolnice nebo sklonitosti dílčích povodí) a na nich závisí například výpočet doby koncentrace a retenční konstanty pro použitou metodu Clarkova jednotkového hydrogramu. Pro stanovení koeficientu CN (metoda *SCS Curve Number*) jsou podstatné údaje o plochách a vegetačním krytu. Problematika zvolené metody je podrobněji popsána v kapitole 5.2. Nejistotou jsou také zatíženy charakteristiky koryta, které byly pro účel této práce zjednodušeny a odvozeny na základě znalosti povodí a ortofotomapy.

Pravděpodobně největší nejistoty a problémy vznikají při zpracování meteorologických časových řad. V případě této práce se jedná o časové řady srážek, teploty vzduchu a vodní hodnoty sněhu. Bodové údaje o všech zmíněných meteorologických prvcích byly získány ze sítě pozemních pozorovacích stanic, které jsou však limitovány svojí prostorovou variabilitou, především v horském a podhorském terénu. Při měření dobré zachycení prostorové variability prvku je z hlediska modelování často dležitější než jeho časová variabilita (*Kostka, 2001*).

Pro stanovení úhrnů srážek, teploty vzduchu a vodní hodnoty sněhu bylo využito orografické interpolace hodnot. Lineární regresní závislost těchto meteorologických prvků na nadmořské výšce se ukázala jako jednoduchý, ale zároveň účelný prostředek pro odvození jejich plošných průměrů pro jednotlivá dílčí povodí. Z Koeficientu determinace (viz kapitola

3.2.4.2) je zřejmé, že v některých případech zkoumaných zimních období mohly vzniknout chyby vyplývající z použití uvedené metody, především spojené s interpolací srážkových úhrnů a vodní hodnoty sn hu. Uvedené nejistoty vyplývají z malého počtu měřících stanic a jejich rozmístění v okolí zkoumaného povodí. Použitím pouze jedné měřící stanice v dolní části povodí mohla vzniknout chyba, která mohla být příčinou rozdílů mezi simulovanou a pozorovanou vodní hodnotou sn hu ve středních a nižších nadmořských výškách. Jako problémové se mohly jevit situace spojené se zimními teplotními inverzemi, kdy teplota vzduchu může být pro danou oblast povodí nereprezentativní a tím mohou být odvozené teploty vzduchu po dobu trvání teplotní inverze zatíženy chybou (např. zima 2005/2006). Touto problematikou se ve své práci zabýval například Šercl, 2009.

5.2. POUŽITÝ HYDROLOGICKÝ MODEL A POČÁTEČNÍ PODMÍNKY SRÁŽKO-ODTOKOVÉHO PROCESU

Pro modelování akumulace a tání snhové pokrývky v předkládané diplomové práci byl zvolen model HEC-HMS verze 3.4 (USACE, 2009), který obsahuje snhovou komponentu a je volně dostupný na internetu, proto je také často používán pro simulace hydrologických událostí v různých částech světa. Model v dnešní době již zahrnuje jak celistvý tak distribuovaný přístup k modelování odtoku ze snhové pokrývky. Prvotním záměrem práce byla snaha použít distribuovanou formu snhového modelu, ale po problémech popsanych v úvodu práce se od ní ustoupilo.

Zvolení jednotlivých metod pro modelování odtoku ze snhové pokrývky a vývoje vodní hodnoty sn hu ve vybraném modelu závisí především na dostupnosti, množství a kvalitě vstupních údajů. Výběr metod byl v této práci především dán předchozími zkušenostmi s aplikací modelu (Dahelka et al., 2003; Jeníček 2009b; Šercl, 2006).

Pro výpočet odtokové ztráty byla zvolena metoda CN křivek, jedna z nejpoužívanějších v ČR. Její výhody spoívají v jednoduchosti a dostupnosti dat, ale má i řadu nevýhod, které se projeví při modelování vybraných zimních událostí. První problém se vyskytl při jarním tání na konci března 2006 a při dlouhém oblevu na začátku prosince 2007, kdy došlo k vypadávání srážek ve dvou vlnách a model špatně událost vyhodnotil, což se projevilo na celkovém průběhu vypočteného hydrogramu. Metoda má také problém s modelováním dlouhodobé události, která v tomto případě zaujímal celá zimní období (cca pět měsíců), jelikož hodnoty CN jsou během simulovaného období konstantní, přičemž roste nasycení půdy (Mishra,

Singh, 2003). To se projevilo nadhodnocením a vysokou variabilitou modelovaného hydrogramu.

Hlavní důraz byl kladen na celistvou formu snhového modelu v systému HEC-HMS využívající k výpočtu metodu teplotního indexu. V nejjednodušší podobě metoda teplotního indexu využívá pro výpočet tání snhu pouze údaje o teplotě vzduchu a hodnotě teplotního indexu tání (rovnice 1). Použitá metoda *Temperature Index* je propracovanější a vyžaduje zadání dalšího parametru a tím dochází k zesílení výsledného odtoku ze snhové pokrývky, přesto je oproti procesům probíhající v přírodě velmi zjednodušená.

Přímé simulované průtoky ovlivnily především tři parametry ve snhovém modelu: *PT* *Temperature* (teplota rozlišující mezi kapalnými a pevnými srážkami), *Wet Meltrate* (teplotní index tání v době vypadávání srážek) a *Groundmelt* (intenzita tání způsobená kladnou teplotou povrchu). Pomocí těchto parametrů však nelze dobře vystihnout případnou prostorovou a časovou variabilitu, jelikož se zadávají pro celé povodí a po celou dobu simulace zůstávají neměnné.

Parametr *Groundmelt* se obtížně odvozuje. Jeho hodnota závisí na promrznutí povrchu před souvislým pokrytím zemského povrchu snhem. V případě, že povrch nebyla zmrzlá, dochází vlivem tepla vedeného ze země k tání na bázi snhové pokrývky. Tavná voda se může infiltrací dostat až do zóny nasycení a tím navýšovat základní odtok (*DeWalle, Rango, 2008*). Zmrznutí povrchu však způsobí snížení infiltrační schopnosti povrchu, což následně vede ke zvýšení povrchového odtoku (*Bayard et al., 2005*). Nejistota vzniká v případě, jestliže v jedné části povodí se vyskytuje zmrzlá povrch a v jiné nikoliv, jelikož jedna hodnota parametru *Groundmelt* se vztahuje k celému povodí a k celé sezóně. Ze souhrnné zprávy o vyhodnocení jarního povodně 2006 (*VÚV T.G.M., 2006*) je zřejmé, že v horských polohách zmrzlá povrch nebyla díky akumulaci snhu již od konce listopadu a permanentnímu výskytu snhové pokrývky v průměru celé zimy. V nižších polohách povrch sice promrzala, ale v době jarního tání byla již rozmrzlá. V tšinou nastává situace, kdy promrzlá povrch se vyskytuje především ve středních nebo v nižších polohách, jelikož ve vrcholových partiích zpravidla napadne snhová sněhová pokrývka, než stihne povrch promrznout. Nepřímo lze tento předpoklad doložit měřeními na stanici Hřebčíná (960 m n. m.) v zimě 2010, kdy v hloubce 10 cm je instalován povrchní teploměr a po velké části zimy se teplota povrchu pohybovala lehce nad bodem mrazu (0,4 °C až 0,5 °C).

Velkou nejistotou je zatížení také teplotní index tání (DDF), který musí být odvozen jak pro srážkové, tak bezsrážkové období, jeho hodnota se zároveň mění v závislosti na vegetačním pokryvu (rovnice 4 až 6; *Kuusisto, 1980*) a sezónních změnách struktury snhové pokrývky. Není tedy překvapivé, že dosahuje velkého rozpětí hodnot od 1 mm · °C⁻¹ · d⁻¹ do 8 mm · °C⁻¹ · d⁻¹.

a je tedy třeba odvodit jednu hodnotu pro celé povodí a celou simulovanou událost. V práci byl nakonec použit experimentálně zjištěný vztah podle *Federera et al. (1972)* a hodnota DDF se v modelu poupravila podle daného charakteru průběhu zvolených zimních událostí (*Jeníček, 2009a*).

Největší nevýhodou metody teplotního indexu je složitost použití kratšího časového kroku než denního, přitom časová odezva na vnější podněty by měla být rychlejší. Využitím průměrné denní teploty vzduchu společně s konstantní hodnotou teplotního indexu není možné dostatečně správně simulovat denní chod tání snhové pokrývky. Tato skutečnost se ukázala ve všech simulovaných případech, které v rámci práce probíhaly. Největší rozdíl byl zaznamenán při jarním tání v roce 2009, které bylo způsobené pouze vlivem vysokých denních teplot vzduchu, tzn., že se období tání projevovalo typickým denním chodem odtoku, což model nebyl schopen správně vyhodnotit. V tomto případě by bylo zapotřebí využít spíše modelovací přístup založený na energetické bilanci (*Beven, 2001*).

5.3. NÁVRHY DALŠÍHO VÝZKUMU

Od roku 2008 probíhá na Katedře fyzické geografie a geoekologie P F UK v Praze pravidelná měření výšky snhové pokrývky a vodní hodnoty snhu na experimentálních povodích v Krušných horách (na Šumavu už od roku 2007). Konkrétně se jedná o pramennou oblast Bystice po závěrový profil Abertamy a pramennou oblast Zlatého potoka po závěrový profil Zlatý potok. Výsledky měření poukazují na vysokou míru variability charakteristik snhové pokrývky v prostoru především v množství snhu uloženého v zalesněných a na otevřených plochách (*Jeníček, 2009a*). V roce 2010 se začaly měřit charakteristiky snhové pokrývky v povodí Bystice po závěrový profil LG Ostrov se záměrem zachytit proces tání snhu a tím zpřesnit simulace odtoku. V rámci měření bylo vytvořeno 10 bodů, které jsou rovnoměrně rozmístěné po povodí a zahrnují profilová měření jak v lese, tak na otevřených plochách. Na základě zhuštění bodového měření se má lépe určit plošné rozložení vodní hodnoty snhu na povodí, jelikož prostorové rozmístění dostupných meteorologických stanic má tento prvek není v současné době moc vyhovující. Navíc právě hustota sítě zásadním způsobem ovlivňuje přesnost výpočtů, prováděných modelem (*Daňhelka et al., 2003*).

Metoda orografické interpolace pro stanovení prostorového rozložení srážek, teploty vzduchu a vodní hodnoty snhu byla použita především kvůli její jednoduchosti a pro záměr práce byla vyhovující. Přesto vznikaly určité nejistoty a do budoucna by bylo vhodné více se zaměřit na použití jiných interpolačních metod a vycházet například z práce *Růžkové (2009)* i *Jankové*

(2009), které se zabývaly plošným odhadem srážek a pokusit se metody implementovat také na ostatní meteorologické prvky potřebné k modelování akumulace a tání snhové pokrývky. Na základě problému s interpolací zmíněných časových řad do snhového modelu se nakonec fyzické geografie a geoekologie začaly řešit nové práce pro jejich zpeřesnění.

Při modelování celého zimního období se ve výsledcích projevíly předpokládané nedostatky metody SCS Curve Number v simulovaném hydrogramu, které byly uvedeny výše. Pro další zpeřesnění výsledků bude nutné zvolit jinou metodu pro výpočet odtokové ztráty, která bude přesněji vystihovat fyzikální zákonitosti proudění vody v nenasycené a nasyčené zóně podílného profilu. Model HEC-HMS nabízí fyzikálně založenou metodu *Green and Ampt* na verzi Darcyho zákona pro proudění v nenasycené zóně (Maidment et al., 2004) nebo metodu *SMA (Soil Moisture Accounting)*. Další možností se jeví použití distribuovaných vstupních hodnot CN v podobě gridové sítě (*Gridded SCS CN*) namísto hodnot vztažených k dílčím povodím. Společně s dalšími distribuovanými metodami (*Gridded Precipitation*, *Gridded Temperature* a *ModClark*) by mohlo dojít k lepším výsledkům simulací, což bylo také prvotním záměrem práce. Pro použití distribuovaného modelu je zapotřebí vyřešit především zjednodušení tvorby vstupních parametrů. Středisko pro hydrologický výzkum armády USA (*USACE*) model HEC-HMS neustále zdokonaluje. V dalších verzích modelu se dokonce předpokládá začlenění do snhového modelu metody, které by mohly vystihnout celkovou energetickou bilanci snhové pokrývky (*Energy Budget* a *Gridded Energy Budget*). Otázkou stále zůstává množství, dostupnost a kvalita vstupních dat.

6. SHRNUTÍ A ZÁVĚRY

V rámci předkládané diplomové práce proběhly simulace vybraných zimních období v modelu HEC-HMS, u kterých se zjišťoval vývoj akumulace sněhové pokrývky přes vodní hodnotu sněhu, průběh tání sněhové pokrývky a následný odtok ze sněhu. Byla vybrána tři zimní období (vždy od 1. listopadu do 14. dubna), která se lišila svým charakterem, aby se zjistilo, jaký průběh zimy model umí nejlépe vystihnout.

Průběh skutečného a modelovaného hydrogramu a vývoj vodní hodnoty sněhu se příliš nelišil v zimním období 2005/2006, kdy míra shody N-S kritéria dosahovala 0,91 a i celková chyba kulminace a objemu nabývala nízkých hodnot. Uspokojivý výsledek byl dán faktem, že sněh se začal akumulovat již na konci listopadu, nedocházelo k dlouhým oblevám a teploty vzduchu dosahovaly v průměru nižších hodnot. Výsledky však ukázaly na nejednoznačnost hodnocení při jarní povodňové události, která byla zapříčiněna mimo jiné i vysokými úhrny srážek, které přišly ve dvou vlnách.

Zimní období 2007/2008 se vyznačovalo nízkými zásobami sněhu v povodí, často docházelo k dlouhým oblevám a v jeho průběhu se vyskytovaly nadprůměrné teploty vzduchu nebo teploty blízko nuly. Právě tyto mohly způsobit rozdíly vzniklé mezi pozorovanou a simulovanou vodní hodnotou sněhu, jelikož při teplotách vzduchu od $-0,5^{\circ}\text{C}$ do $0,5^{\circ}\text{C}$ nelze přesně říct, zda se při выпадávání srážek jedná o sníh nebo o déšť a model má problém posoudit danou situaci. Výsledkem byl velmi rozkolísaný a nadhodnocený vypočtený hydrogram, simulovaný maximální průtok byl vyhodnocen v jiném období zimy než skutečně nastal.

Při modelování se ukázalo, že rozdíly vznikají také při postupném odtávání sněhové pokrývky vlivem oteplení (vysoké denní teploty vzduchu) bez příchodu nových srážek, jak tomu bylo v zimě 2008/2009. Chyby vzniklé při simulaci byly zapříčiněny především použitím denních dat o teplotě vzduchu. Model proto nedokázal dobře zohlednit denní chod tání sněhové pokrývky, který v tomto případě hrál velmi důležitou roli. Tento fakt způsobil výrazné odchylky ve vývoji vodní hodnoty sněhu i při simulaci odtoku ze sněhové pokrývky.

Celkově se mohou výsledky z modelování vývoje vodní hodnoty sněhu ze všech sledovaných zim shrnout do následujících závěrů:

- Dobrou shodou mezi simulovaným a pozorovaným vývojem vodní hodnoty sněhu se vyznačovaly především vrcholové a horní polohy ve sledovaném povodí, ve střední části již docházelo k určitým chybám a v těšině nevyhovující shoda byla zaznamenána v nižších nadmořských výškách.

- Z jednotlivých výsledků vyplývá, že r zný charakter a pr b h zimního období m že mít vliv na schopnost modelu simulovat odtok a vodní hodnotu sn hu.
- Modelování akumulace a tání sn hové pokrývky ukázalo na adu nejistot spojených jednak se vstupními daty a metodami jejich zpracování a jednak s použitým modelem a zvolenými modelovacími technikami. Sn hový model hraje dominantní roli v procesu modelování a nejistoty vyplývají p edevším z ur ení teplotního indexu (*DDF*), intenzity tání zp sobené kladnou teplotou povrchu (*Groundmelt*) a z nezohledn ní denního chodu tání sn hové pokrývky.

7. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY A DALŠÍCH ZDROJ

7.1. POUŽITÁ LITERATURA

- ANDERSON, E. A. (1973): *A Point Energy and Mass Balance Model of a Snow Cover*, NOAA Tech.Rpt. NWS 19. US Dept. Commerce, NOAA, NWS.
- ASSAF, H. (2007): *Development of an energy-budget snowmelt updating model for incorporating feedback from snow course survey measurements*. Journal of engineering, computing and architecture, 1, Lebanon, s. 1 - 5.
- BACKER, A., SERBAN, P. (Eds.) (1990): *Hydrological models for water-resources system design and operation*. WMO – No 740, Geneva.
- BATHURST, J. C., COOLEY, K.R. (1996): *Use of the SHE hydrological modelling system to investigate response to snowmelt at Reynolds Creek, Idaho*. Journal of Hydrology, 175, 181-211 s.
- BAYARD, D., STÄHLI, M., PARRIAUX, A., FLÜHLER, H. (2005): *The influence of seasonally frozen soil on the snowmelt runoff at two Alpine sites insouthern Switzerland*. Journal of Hydrology, 309, 66-84 s.
- BEDIENT, P. B., HUBER, W. C. (1989): *Hydrology and Floodplain Analysis*. Addison-Wesley, 650 s.
- BEVEN, K., J. (2001): *Rainfall-runoff Modelling, The Primer*. John Wiley & Sons Ltd. Chichester, 360 s.
- BOLL, J., BROOKS, E. S. (2005): *A simple gis-based snow accumulation and melt model*. In: Proceedings of the 73rd Annual Western Snow Conference. Montana, s. 123 - 129.
- BRÁDKA, J. (1963): *O srážkovém stínu za Krušnými horami*. Meteorologické zprávy XVI, . 2, Praha, s. 26-28.
- BRÁZDIL, R. A KOLEKTIV (2005): *Historické a současné povodně v České republice*. Masarykova univerzita v Brně, HMU, Praha, 370 s.
- BRUNNER, G. W. (Ed.) (2008): *HEC-RAS, River Analysis System Hydraulic Reference Manual*. USACE, Davis, 411 s.
- BUCHTELE, J. (2002): *Hydrologické modely – okolnosti jejich uplatnění*. In: Patera, A. et al. : Povodně : prognózy, vodní toky a krajina, VUT, Praha, s. 33 – 35.

- CULEK, M. (Ed.) (1996): *Biogeografické len ní R*. ENIGMA, Praha, 348 str.
- CZUDEK, T. (1972): *Geomorfologické len ní SR*. Studia Geographica 23, SAV, Brno, 137 str.
- EKAL, R. (2005): *Hydrosynoptická analýza povodňových situací v povodí horní Ohře*. Dizertační práce, KFGG P F UK, Praha, 220 s.
- HMÚ (2009a): *Hydrologická ročenka České republiky 2008*. [online] [cit. 2010-03-22].
<<http://voda.chmi.cz/roc08/pdf/kap1.pdf>>.
- HMÚ (2009b): *SP/1c4/16/07 Výzkum a implementace nových nástrojů pro předpovědi povodní a odtoku v rámci zabezpečení hlášení a předpovědní povodňové služby v ČR (2007 – 2011)*. Zpráva za rok 2008, knihovna HMÚ.
- DAHELKA, J., IICOVÁ, P. (2005a): *Tání sněhu v roce 2005 a možnosti hydrologických předpovědí*. In: Sborník příspěvků ze semináře A. Patery 2005 - Extrémní hydrologické jevy v povodích, Praha, VTVHS 2005, s. 17 – 23.
- DAHELKA, J., IICOVÁ, P. (2005b): *Vyhodnocení sněhových zásob a odtoku tání v březnu roku 2005 v ČR*. In: Sborník příspěvků ze 7. konference Hydrologické dny 2005. Bratislava, SNV MHP 2005, s. 249 – 255.
- DAHELKA, J., IICOVÁ, P. (2006): *Zhodnocení spolehlivosti a účinnosti systému měření výšky sněhové pokrývky a její vodní hodnoty, v rámci systému dálkové detekce srážek (radary, satelity)*. In: Vyhodnocení jarní povodně 2006 na území ČR, kap. 1. 4., HMÚ, Praha, s. A38 – A53.
- DAHELKA, J., KREJČÍ, J., ŠÁLEK, M., ŠERCL, P., ZEŽULÁK, J. (2003): *Posouzení vhodnosti aplikace srážko-odtokových modelů s ohledem na simulaci povodňových stavů pro lokality na území České republiky*. Česká zemědělská univerzita, Praha, 189 s.
- DEWALLE, D. R., RANGO, A. (2008): *Principles of snow hydrology*. Cambridge University Press, Cambridge, 410 s.
- DIGLIO, S. (2004): *Hydrologic modeling of watersheds. PowerPoint prezentace*. [online] [cit. 2010-03-22].
<http://users.rowan.edu/~orlins/hyd/downloads/Hydrologic_Modeling.pdf>.

- EUROPEAN ENVIRONMENT AGENCY (2010): *Corine land cover* – data download [online]. [cit. 2010-03-10], European Environment Agency, Copenhagen.
<<http://www.eea.europa.eu/themes/landuse/clc-download>>.
- FEDERER, C. A., PIERCE, R. S., HORNBECK, J. W. (1972): *Snow management seems unlikely*. In Proceedings Symposium on Watersheds in Transition, American Water Resources Association, s. 212-219 (dohledatelné v DeWalle a Rango, 2008).
- FELDMAN, A. D. (2000): *Hydrologic Modeling System HEC-HMS*. Technical Reference Manual. USACE, Davis, 155 s.
- FINSTERWALDER, S., SCHUNK, H. (1887): *Der Suldenferner*. Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins 18, s. 72–89.
- FLEMING, M. J., SCHARFFENBERG, W. A. (2009): *Hydrologic Modeling System HEC-HMS – User's Manual version 3.4*. USACE, Davis, 197 s.
- FLIEGL, O. (2009): *Vliv fyzicko-geografických faktor na vývoj sn hové pokrývky: P ípadová studie povodí horní Otavy*. P F UK, bakalá ská práce, 80 s.
- GIDDA, CH., DONNY, R., RUBINSTEIN, I., WHITELEY, H. (2002): *Comparison of satellite-based data with modeled snow-water equivalent for open and forested areas*. In: Proceedings of the 59rd Annual Eastern Snow Conference. Vermont USA, s. 45 – 53.
- HAN AROVÁ, E. (2006): *Využití výsledk m ení sn hové pokrývky pro modelování p edpov dí pr tok*. In: Sborník seminá e Stretnutie sneharov - Nová Ves 2006. HMÚ, Praha, s. 52-56.
- HLADNÝ, J., N MEC, J. (Eds.) (2006): *Voda v eské republice*. Consult, Praha, 255 s.
- HOCK, R. (2003): *Temperature index melt modelling in mountain areas*. Journal of Hydrology, 282, Stockholm, s. 104 – 115.
- HONSOVÁ, D. (2007): *Sn hová pokrývka*. [online]. [cit. 2009-10-22].
<<http://www.priroda.cz/clanky.php?detail=1019>>
- HRUŠKOVÁ, K. (2006): *Modelování odtoku z tajícího sn hu v povodí horního Hronu*. P F MU, Dizerta ní práce, Brno, 106 s.
- CHÁROVÁ, M. (2007): *Akumulace a tání sn hu v malém horském povodí*. VUT, Fakulta stavební, Praha, 92 s.

- JANKOVÁ, J. (2006): *Problematika určení plošných odhadů srážek na základu povodí Úpy*. KFGG P F UK, bakalářská práce, Praha, 49 s.
- JELÍNEK, J. (2008): *Akumulace a tání snhové pokrývky v povodí Rokytky v hydrologických letech 2007 a 2008*. P F UK, DP, Praha, 85 s.
- JENÍ EK, M. (2009a): *Modelování průběhu extrémních povodní v kontextu krajinných změn a integrované protipovodňové ochrany*. Dizertační práce na P F UK, Praha, 141 s.
- JENÍ EK, M. (2009b): *Runoff gauges in areas differing in land-use in the Blanice River basin – application of the deterministic model*. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 57 (3), s. 154 – 161.
- JENÍ EK, M. (2008): *Modelování hydrologických procesů II*. [online], [cit. 2009-04-15].
<<http://floodserv.natur.cuni.cz/jenicek/vyuka.php?akce=procesy>>
- JENÍ EK, M. (2005): *Aplikace matematického modelu NASIM pro simulaci srážko-odtokových poměrů v povodí Labe*. Diplomová práce na P F UK, Praha, 104 s.
- JIRÁK, J. (2005): *Merania výšky a vodní hodnoty snhové pokrývky v Jizerských horách*. In: Sborník semináře Stretnutie sneharov 2005. Liptovský Mikuláš, SHMÚ 2005, s. 17 – 19.
- KOLEKTIV AUTOR (2002): *Matematické modely v ochraně před povodněmi*. MŽP ČR, VUT, Praha, 11 s.
- KOSTKA, Z. (2001): *Akumulácia, topenie a transport snehu v povodí s pomalým reliéfom*. Acta Hydrologica Slovaca, 2, 1, s. 113-121.
- KREJČÍ, J., ZEŽULÁK, J. (2000): *Modely odtoku ze snhové pokrývky*. ZU, Praha, 39 s.
- KREMSA, J. (2008): *Vliv lesa na akumulaci a tání snhové pokrývky a doplnění zásob podzemní vody, Paljakka (Finsko)*. VUT, Fakulta stavební, Praha, 104 s.
- KULL, D. W., FELDMAN, A. D. (1998): *Evolution of Clark's unit hydrograph method to spatially distributed runoff*. Journal of Hydrologic Engineering, 3, s. 9-19.
- KUUSISTO, E. (1984): *Snow accumulation and snowmelt in Finland*. National Board of Waters, Helsinki, 149 s. (dohledatelné v Kremsa, 2008).
- KYNČL, J. (1983): *Povodně v Krušných horách a jejich podhůří v letech 1784 – 1981*. Povodí Ohře, Chomutov, 56 s.

- MAT JÍ EK J., HLADNÝ J. (1999): *Povodňová katastrofa 20. století na území České republiky*. MŽP, Praha, 60 s.
- MARTINEC, J. (1975): *Snowmelt-Runoff Model for stream flow forecasts*. Nordic Hydrology, 6, 145 – 154 s.
- MARTINEC, J., RANGO, A., ROBERTS, R. (1998): *Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manual. Updated Edition, Version 4.0*. Geographica Bernensia P35, Department of Geography, University of Berne, Switzerland
- MISHRA, S. K., SINGH, V. P. (2003): *Soil Conservation Service curve number (SCS-CN) methodology*. Kluwer, Dordrecht, 513 s.
- MŽP (2010a): *Vyhláška č. 292/2002 Sb., plány oblastí povodí* [online], [cit. 2010-04-22]. <<http://eagri.cz/public/eagri/voda/legislativa/plany-oblasti-povodi/>>
- MŽP (2010b): *Zákon č. 254/2001 Sb., o vodách a změnách některých zákonů (vodní zákon)* [online], [cit. 2010-04-22]. <<http://eagri.cz/public/eagri/voda/legislativa/zakon-o-vodach/>>
- NACHTNEBEL, P. H., KOVÁŘ, P., KURÁŽ, V. (1996): *Rainfall-runoff models*. Česká zemědělská Univerzita v Praze, Praha, 176 s.
- NASH, J. E., SUTCLIFFE, J. V. (1970): *River flow forecasting through conceptual models part I – a Discussion of principles*. Journal of Hydrology, 10, č. 3, s. 282 – 290.
- NEMEC, L. (2006): *Vodní hodnota sněhové pokrývky*. In: Sborník semináře Stretnutie sneharov - Nová Ves 2006. HMÚ, Praha, s. 41-43.
- PODZIMEK, S. (2009): *Monitoring sněhové pokrývky v povodí Zlatého potoka*. P F UK, Bakalářská práce, 49 s.
- POH (2000): *Historie ovlivnění ekologou*. [online], [cit. 2010-02-12]. <<http://www.poh.cz/uvod/Ohrevhistorii.htm>>.
- POH (2006): Zpráva o povodňové situaci jaro 2006. Souhrnná zpráva, 1. část, POH, Chomutov, 132 s.
- POND LÍ EK, V., MACOUN, Z. (1997): *Ledové jevy na malých tocích*. Vodní hospodářství, 9, s. 276 – 282.
- RŽÍ KOVÁ, M. (2009): *Vliv prostorového rozložení srážek v povodí horní Chomutovky a výsledky simulací v modelu HEC-HMS*. Diplomová práce na P F UK, Praha, 132 s.
- EZÁŘOVÁ, D. (2007): *Fyzika oblaků a srážek*. Academia, Praha, 286 – 355 s.

- I ICOVÁ, P. et al. (1999): *Rozvoj a aplikace hydrologických modelů na p edpov dních centrech HMÚ, záv re ná práce za rok 1999, grant. Proj. VaV/510/2/99 – Výzkum a metod a rozvoj p edpov dních modelů pro pot eby povod ové ochrany.* HMÚ, Praha
- I ICOVÁ, P., KREJ Í J. (2002): *Využití hydrologických modelů a perspektivy jejich rozvoje u nás.* In Po así – moderní p edpov dní metody, prevence a snižování následk katastrof, HMÚ, Praha, s. 36 - 41.
- SINGH, P., SINGH V. P. (2001): *Snow and Glacier Hydrology.* Kluwer Academic Publisher. London, 742 s.
- SOBÍŠEK (Ed.) (1993): *Meteorologický výkladový a terminologický slovník.* MŽP R, Academia, 594 s.
- STRAUB, T. D., MELCHING, CH. S., KOCHER, K. E. (2000): *Equations for Estimating Clark Unit-Hydrograph Parameters for Small Rural Watersheds in Illinois.* USGS, Urban (Illinois), 30 s.
- SVOBODA, J. a kol. (1964): *Regionální geologie SSR, díl I – eský masív, svazek I - Krystalinikum.* Úst ední ústav geologický, Praha, 377 s.
- ŠERCL, P. (2006): *Metoda CN k ívek – pr b žná zpráva za HMÚ Praha. In Rozvoj a testování modelovacího systému pro predikci povod ových odtoků v malých povodích, Zpráva za rok 2005 projektu VaV 1D/1/5/05, DHI Hydroinform a HMÚ Praha, 50 s.*
- ŠERCL, P. (2009): *Vliv fyzicko-geografických faktorů na charakteristiky teoretických návrhových povod ových vln.* Sborník prací eského hydrometeorologického ústavu, HMÚ, Praha, 88 s.
- TAUFMANNOVÁ, A. (2009): *Modelování vlivu malých vodních nádrží na povod ové události.* Diplomová práce na P F UK, Praha, 133 s.
- TOLASZ, R. et al. (2007): *Atlas podnebí eska.* HMÚ a UP Olomouc, Praha, 256 s.
- TOMÁŠEK, M. (2003): *P dy eské republiky.* eská geologická služba. Praha, 67 s.
- SEIBERT, J. (1999): *Conceptual runoff models – fiction or representation of reality?.* Acta Univ. Ups., Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology 436, Uppsala, 52 s.
- ŠKVOR, V. (1975): *Geologie eské ásti Krušných hor.* Úst ední ústav geologický. Praha, 120 s.

- USACE (1994): *Flood-Runoff Analysis. Engineer Manual 1110-2-1417* [online]. [cit. 2010-03-15]. <<http://140.194.76.129/publications/eng-manuals/em1110-2-1417/entire.pdf>>
- VÚV, T. G. M. (2006): *Souhrnná zpráva o vyhodnocení jarní povodní 2006 na území R*
VÚV, T. G. M. a HMÚ. Praha, 160 s.
- VYSOUDIL, M. (2004): *Meteorologie a klimatologie*. Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, Olomouc, s. 57-83.
- WMO-No. 168 (1994): *Guide to Hydrological Practices*. WMO, Geneva.
- WMO-No. 23 (1987): *Real-time intercomparison of hydrological models*, Report of Vancouver workshop, WMO, Geneva.

7.2. DATOVÉ A MAPOVÉ ZDROJE

- Data vegetačního pokryvu CORINE Land Cover 2000, MŽP ČR
 - Data o vodní hodnotě sněhu a celkové výšce sněhové pokrývky ze stanic Abertamy, Nejdek, Karlovy Vary – lázně, Přebuz, Šindelová, HMÚ
 - Průtoky z limnigrafické stanice Ostrov, HMÚ (hydrologické roky 2000 až 2004), Povodí Ohře, státní podnik (hydrologické roky 2004 až 2009)
 - Srážková data ze stanic Abertamy, Nejdek, Karlovy Vary – lázně, Stráž nad Ohří, HMÚ
 - Srážková data ze stanice Přebuz, Povodí Ohře, státní podnik
 - Teplotní data ze stanic Karlovy Vary – lázně, Šindelová, HMÚ
 - Teplotní data ze stanice Přebuz, Povodí Ohře, státní podnik
 - Teplotní data ze stanice Fichtelberg, Deutscher Wetterdienst
-
- ArcGIS, ArcData, Praha
 - Digitální báze vodohospodářských dat DIBAVOD, VÚV T. G. M., Praha, <<http://vuv.cz>>
 - Digitální model území 25, Vojenský geografický a hydrometeorologický úřad (VGHMÚ), Geografická služba Armády České republiky
 - Geologická mapa ČR 1:50 000, list 11-21 Karlovy Vary, list 01-43 Horní Blatná, Český geologický ústav
 - Podmínky mapy ČR 1:50 000, list 11-21 Karlovy Vary, list 01-43 Horní Blatná, Ústřední ústav geologický

- Mapové služby portálu ve stejné správě R, <<http://geoportal.cenia.cz>>
- Turistická mapa 1:50 000, Krušné hory – Karlovarsko, K T, Praha, 2007

8. SEZNAM OBRÁZKŮ, TABULEK A PŘÍLOH

8.1. OBRÁZKY

Obrázek 2-1: Vliv lesního porostu na akumulaci a tání snhové pokrývky.....	11
Obrázek 2-2: Akumulace snhu v terénu.....	11
Obrázek 2-3: Ukázka různých typů modelů podle prostorové diskretizace.....	20
Obrázek 2-4: Proběh intenzity výzkumu v oblastech celistvých a distribuovaných modelů	20
Obrázek 2-5: Předpokládaný vývoj v oblastech použití celistvých a distribuovaných modelů	21
Obrázek 2-6: Teplo vedené snhovou pokrývkou a přestup tepla z mrazu hmoty.....	28
Obrázek 3-1: Obecná struktura hydrologického modelu.....	35
Obrázek 3-2: Rastry směrů odtoku a akumulace odtoku.....	39
Obrázek 3-3: Výsledná říční síť a subpovodí vstupující do modelu HEC-HMS.....	40
Obrázek 3-4: Clark v jednotkový hydrogram.....	41
Obrázek 3-5: HSP dle infiltrace, RVK a sklonitosti území.....	44
Obrázek 3-6: Hodnoty CN pro CN_INF a CN_PUMER.....	44
Obrázek 3-7: Hodnoty CN pro CN_IL VÝLEDNÁ.....	45
Obrázek 3-8: Metoda exponenciálního poklesu.....	45
Obrázek 3-9: Parametry metody Muskingum-Cunge.....	47
Obrázek 3-10: Poloha měřicích stanic v okolí modelovaného povodí Bystřice.....	52
Obrázek 3-11: Závislost teploty vzduchu na nadmořské výšce.....	53
Obrázek 3-12: Závislost úhrnů srážek na nadmořské výšce.....	54
Obrázek 3-13: Závislost vodní hodnoty snhu na nadmořské výšce.....	54
Obrázek 3-14: Mapa povodí Bystřice.....	56
Obrázek 3-15: Krajinný pokryv v povodí Bystřice.....	57
Obrázek 3-16: Výškové a sklonové poměry povodí Bystřice.....	58
Obrázek 3-17: Závislost průměrné roční teploty vzduchu (2003-2008) a průměrného ročního úhrnu srážek (1990-2008) na nadmořské výšce.....	60
Obrázek 3-18: Říční síť v povodí Bystřice.....	61
Obrázek 3-19: Průměrné denní průtoky ve stanici Ostrov (2000 – 2008).....	62
Obrázek 3-20: Sezonalita povodňů mezi léty 2000 – 2008.....	65

Obrázek 3-21: Meteorologická situace na KS P ebuz (892 m n.m.) a hydrologická situace na LG Ostrov.....	66
Obrázek 4-1: Schéma povodí Byst ice po záv rový profil LG Ostrov v modelu HEC-HMS...	68
Obrázek 4-2: Ukázka volby použité metody a použitých komponent v modelu HEC-HMS.....	69
Obrázek 4-3: Zadání vypo tených parametr do použitých metod v modelu HEC-HMS.....	69
Obrázek 4-4: Zvolené hodnoty parametr pro metodu Temperature Index v HEC-HMS.....	72
Obrázek 4-5: Rozd lení povodí na výšková pásma a rozd lení subpovodí do skupin podle pr m rné nadmo ské výšky.....	72
Obrázek 4-6: Úhrn srážek a pr m rná teplota vzduchu v povodí Byst ice od 1. 11. 2005 do 14. 4. 2006.....	73
Obrázek 4-7: Hydrogramy pro profil Ostrov od 1. 11. 2005 do 14. 4. 2006 (Simulace A).....	74
Obrázek 4-8: Simulace pr toku od 25. 3. 2006 do 7. 4. 2006 pro profil Ostrov (Simulace B).....	75
Obrázek 4-9: Vývoj vodní hodnoty sn hu pro vybraná díl í povodí z výškových skupin (zima 2005/2006).....	76
Obrázek 4-10: Úhrn srážek a pr m rná teplota vzduchu v povodí Byst ice od 1. 11. 2007 do 14. 4. 2008.....	78
Obrázek 4-11: Hydrogramy pro profil Ostrov od 1. 11. 2007 do 14. 4. 2008 (Simulace A)...	79
Obrázek 4-12: Simulace pr toku od 25. 3. 2006 do 7. 4. 2006 pro profil Ostrov (Simulace B).....	79
Obrázek 4-13: Vývoj vodní hodnoty sn hu pro vybraná díl í povodí z výškových skupin (zima 2007/2008).....	80
Obrázek 4-14: Úhrn srážek a pr m rná teplota vzduchu v povodí Byst ice od 1. 11. 2005 do 14. 4. 2006.....	82
Obrázek 4-15: Hydrogramy pro profil Ostrov od 1. 11. 2008 do 14. 4. 2009(Simulace A)....	83
Obrázek 4-16: Simulace pr toku od 28. 2. 2009 do 14. 4. 2009 pro profil Ostrov (Simulace B).....	84
Obrázek 4-17: Vývoj vodní hodnoty sn hu pro vybraná díl í povodí z výškových skupin (zima 2005/2006).....	85

8.2. TABULKY

<i>Tabulka 1: P ehled modelovacích metod hydrologického modelu HEC-HMS.....</i>	<i>36</i>
<i>Tabulka 2: Manning v sou initel drsností pro vybrané povrchy.....</i>	<i>48</i>
<i>Tabulka 3: Vstupní parametry metody Temperature Index.....</i>	<i>49</i>
<i>Tabulka 4: Vstupní parametry pro subpovodí a jejich výšková pásma.....</i>	<i>50</i>
<i>Tabulka 5: Seznam kalibrovaných parametr a jejich opravné koeficienty.....</i>	<i>71</i>
<i>Tabulka 6: Základní charakteristiky hydrogram modelovaných událostí (zima 2005/2006).....</i>	<i>75</i>
<i>Tabulka 7: Základní charakteristiky hydrogram modelovaných událostí (zima 2007/2008).....</i>	<i>80</i>
<i>Tabulka 8: Základní charakteristiky hydrogram modelovaných událostí (zima 2008/2009).....</i>	<i>84</i>

8.3. P ÍLOHY

<i>P íloha 1: Hodnoty CN pro t ídy CORINE Landcover a hydrologické skupiny p d.....</i>	<i>103</i>
<i>P íloha 2: Fotografie.....</i>	<i>104</i>

P ÍLOHY

P íloha 1: Hodnoty CN pro třídy CORINE Landcover a hydrologické skupiny podle

ID	Kategorie využívání území	A	B	C	D
111	Souvislá městská zástavba	81	88	91	93
112	Nesouvislá městská zástavba	77	85	90	92
121	Průmyslové a obchodní areály	85	90	93	94
122	Cestní, železniční síť a přilehlé areály	85	90	93	94
123	Přístavy	85	90	93	94
124	Letiště	85	90	93	94
131	Těžba nerostných surovin	85	90	93	94
132	Skládky	85	90	93	94
133	Výstavba	85	90	93	94
141	Městská zeleň	45	65	77	82
142	Areály sportu	45	65	77	82
211	Orná půda	64	73	83	87
221	Vinice	54	70	79	84
222	Ovocné stromy	45	66	77	83
231	Louky a pastviny	49	69	79	84
241	Jednorázové plodiny	65	75	83	86
242	Pole, louky, kultury	54	72	82	87
243	Zemědělské areály	71	82	87	90
311	Listnaté lesy	45	61	74	80
312	Jehličnaté lesy	45	61	74	80
313	Smíšené lesy	45	61	74	80
321	Přirozené louky	45	60	73	79
322	Věsoviště a slatiny	99	99	99	99
324	Leso-křoviny	45	60	72	78
331	Pláže, duny a písky	77	86	91	94
332	Skály	77	86	91	94
333	Řídká vegetace	63	77	84	89
334	Spáleniště	77	86	91	94
335	Ledovce a větrný sníh	99	99	99	99
411	Mořály a rašeliniště	99	99	99	99
412	Rašeliniště	99	99	99	99
511	Vodní toky	100	100	100	100
512	Vodní plochy	100	100	100	100

Zdroj: Šercl, 2006

Příloha 2: Fotografie

Foto 1 a 2: Horní část povodí Bystice



Foto 2 a 3: Klimatická stanice Hřebná v povodí Bystice



Autor: Michal Jeníček

Foto 4 a 5: Měření snhové pokrývky v Krušných horách



Autor: Ondra Fliegl



Autor: Michal Jeníček

Foto 6 a 7: Tání snhové pokrývky v Krušných horách



Autor: Slávek Podzimek

Foto 8 a 9: řeka Bystřice u Abertam

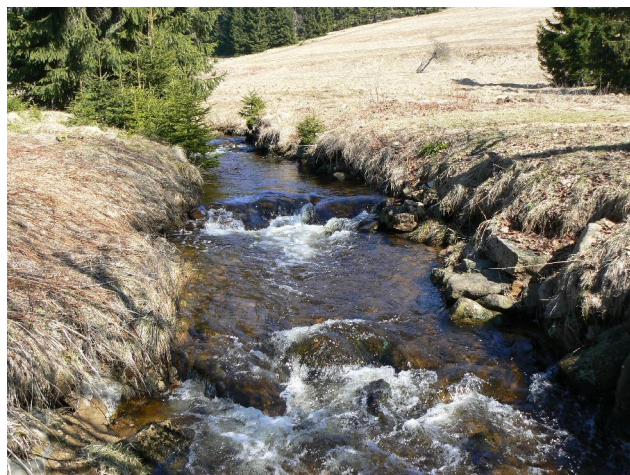


Foto 10: Měření průtoku u hladinoměru na Bystřici



Foto: Autorka